

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

66 GMUNDEN

Von HANS EGGER

Mit Beiträgen von

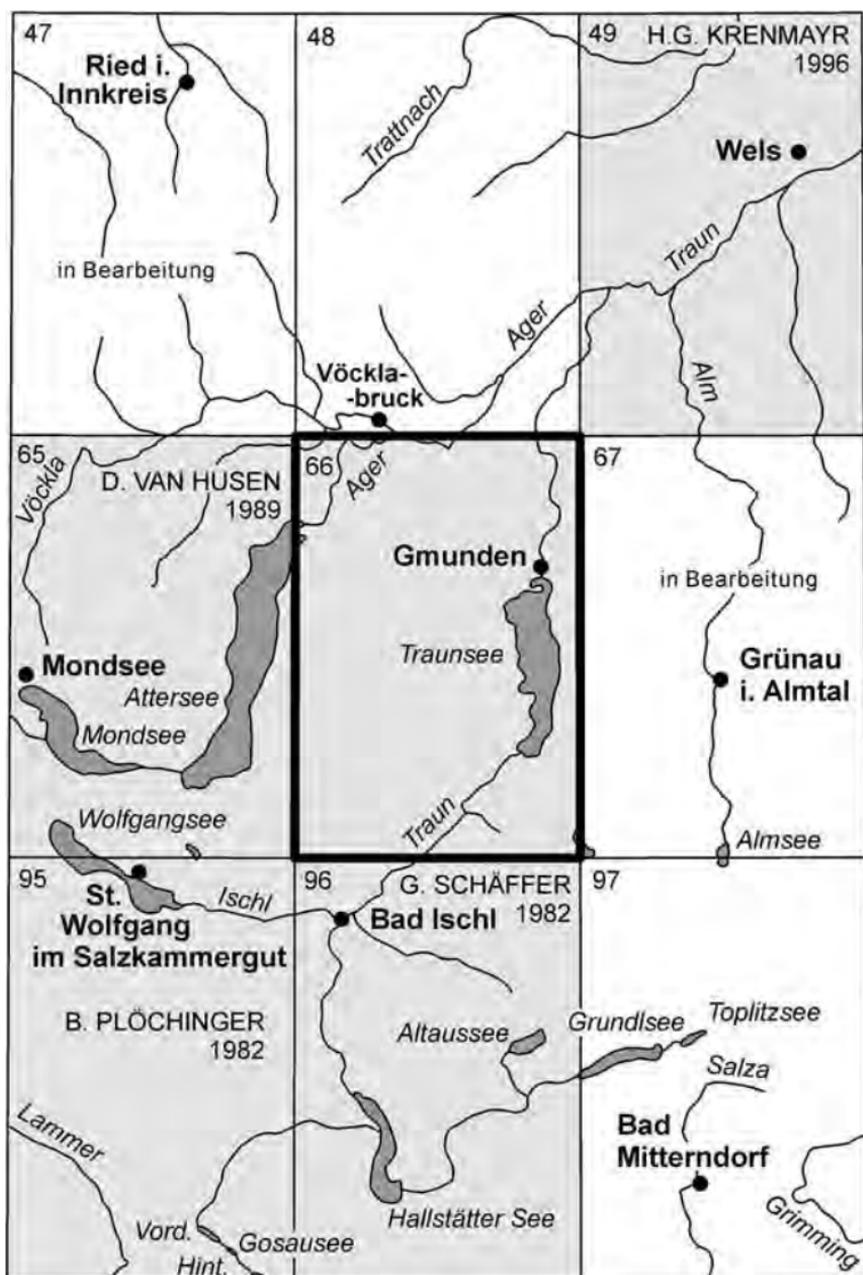
MARIA HEINRICH, THOMAS HOFMANN, DIRK VAN HUSEN, HARALD LOBITZER,
BEATRIX MOSHAMMER, RUDOLF PAVUZA, ALBERT SCHEDL,
GERHARD SCHUBERT, GÜNTHER STUMMER & LUDWIG WAGNER

12 Abbildungen, 2 Tabellen, 3 Farbtafeln



Wien 2007

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38



Blatt 66 Gmunden
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Anfang 2007)

Anschriften der Verfasser

Dr. HANS EGGER, Dr. MARIA HEINRICH, MAG. THOMAS HOFMANN,
Dr. BEATRIX MOSHAMMER, Dr. ALBERT SCHEDL, Dr. GERHARD SCHUBERT
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38
A 1030 Wien

hans.egger@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at,
thomas.hofmann@geologie.ac.at, beatrix.moshammer@geologie.ac.at,
albert.schedl@geologie.ac.at, gerhard.schubert@geologie.ac.at

Ao. Univ.-Prof. Dr. DIRK VAN HUSEN
Simetstraße 14
A 4813 Altmünster
dirk.van-husen@telering.at

Dr. HARALD LOBITZER
Lindaustraße 3
4820 Bad Ischl
harald.lobitzer@aon.at

Dr. RUDOLF PAVUZA, Dr. GÜNTHER STUMMER
Naturhistorisches Museum
Karst- und Höhlenkundliche Abteilung
Museumsplatz 1/10
A 1070 Wien
speleo.austria@netway.at

Dr. LUDWIG WAGNER
Wolfersberggasse 6
A 1140 Wien
l.r.wagner@gmx.de

Topographien vervielfältigt
mit Genehmigung des BEV – Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien
Zl. EB 2007/00392

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 978-3-85316-032-9

Redaktion: HANS EGGER

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H.

Inhalt

Vorwort	3
1. Die Geologie des Kartenblattes Gmunden im Überblick (H. EGGER, D. VAN HUSEN, H. LOBITZER & L. WAGNER)	4
1.1. Stratigraphie und Paläogeographie	4
1.2. Tektonische Übersicht	6
1.3. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten	10
2. Erforschungsgeschichte (H. EGGER, D. VAN HUSEN & H. LOBITZER)	14
3. Erläuterungen zur Kartenlegende (H. EGGER, D. VAN HUSEN & H. LOBITZER)	15
1.1. Nördliche Kalkalpen	15
3.2. Rhenodanubikum	23
3.3. Ultrahelvetikum	26
3.4. Molassezone	27
3.5. Quartär	28
3.5.1. Altpleistozän	28
3.5.2. Günz	28
3.5.3. Mindel	29
3.5.4. Riß	30
3.5.5. Würm	32
3.5.6. Würm – Holozän	37
3.5.7. Holozän	41
4. Mineralische Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL)	41
4.1. Steine und Erden, Industrieminerale	41
4.1.1. Lockergesteine	41
4.1.2. Festgesteine	42
4.1.3. Industrieminerale	44
4.2. Erze	44
4.3. Kohle	44
5. Kohlenwasserstoffe (L. WAGNER)	44
6. Hydrogeologie (. G. SCHUBERT)	44
7. Ergebnisse der Tiefbohrungen in der Molassezone (L. WAGNER)	48
7.1. Lithostratigraphie der Bohrprofile	48
7.2. Bohrprofile	50
7.2.1. Schurfbohrungen der Gewerkschaft Elwerath	50
7.2.2. Tiefbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs AG	51
8. Naturdenkmale (Th. HOFMANN)	55
9. Höhlen (R. PAVUZA & G. STUMMER)	57
10. Geologische Sammlungen	58
Literatur	58

Vorwort

Die geologische Neuaufnahme des Kartenblattes Gmunden wurde in den Jahren 1978–1982 unter der Leitung von Gerhard SCHÄFFER begonnen; die Ergebnisse wurden bei einer Arbeitstagung im Jahr 1983 vorgestellt. Nach Abgabe der Manuskriptkarte (SCHÄFFER, 1991) bekam ich von der damaligen Direktion der Geologischen Bundesanstalt den Auftrag, Übersichtsbegehungen in der Flyschzone des Kartenblattes zu machen. Rasch zeigte sich, dass eine völlige Neubearbeitung dieses Flyschgebietes notwendig war. Diese wurde in den Jahren 1991 bis 1993 durchgeführt. Fast 400 Nannoplanktonanalysen führten zu einer genauen stratigraphischen Gliederung der Gesteine der Rhenodanubischen Gruppe und in der Folge auch zur Klärung des komplizierten tektonischen Baustils, der von Überschiebungen und Blattverschiebungen geprägt ist. Bei der Geländearbeit wurde auch deutlich, dass die vorwiegend auf Luftbilddauswertungen beruhenden Eintragungen von Massenbewegungen in der Georisikokarte von SCHÄFFER (1980) häufig nicht verifiziert werden konnten und einer dringenden Revision bedurften. Diese wurde von Dieter FELLNER (1994) durchgeführt.

Eine Überarbeitung des kalkalpinen Anteils auf Blatt Gmunden hätte weitere mehrjährige Geländearbeit erfordert und wurde daher nicht in Angriff genommen,

obwohl sie meiner Ansicht nach dringend notwendig gewesen wäre. Lediglich einige Adaptionen zum östlich anschließenden Kartenblatt Grünau im Almtal konnten noch erledigt werden. Da die von SCHÄFFER (1991) für seine Kompilation verwendeten Originalunterlagen nicht auffindbar waren, musste notgedrungen diese Kompilation für die jetzt gedruckt vorliegende Karte übernommen werden.

Mein herzlicher Dank gilt der Rohölaufsuchungs-Gesellschaft für die Publikationsgenehmigung der Bohrprofile und allen Mitarbeitern, die im Gelände, in den Labors, in den Fachabteilungen Kartografie & Grafik und ADV & GIS zur Fertigstellung des Kartenblattes Gmunden und der jetzt vorliegenden Erläuterungen beigetragen haben.

Hans Egger, Dezember 2006

1. Die Geologie des Kartenblattes im Überblick

1.1. Stratigraphie und Paläogeographie

Das Gebiet des Kartenblattes Gmunden reicht vom Alpenvorland im Norden bis weit hinein in die Nördlichen Kalkalpen im Süden. Entsprechend vielfältig sind auch die Landschaften, die von den eiszeitlichen Terrassen im nördlichen Teil des Kartenblattes über die meist bewaldeten Kuppen und Hügelzüge der Flyschzone (Abb. 1) bis zum schroff aufragenden Hölleengebirge reichen. Dort, im Süden dieses Wettersteinkalkplateaus, liegt auch die höchste Erhebung des Kartenblattes, der 1862 m hohe Große Höllkogel (Abb. 2). Der markanteste Berg auf Blatt Gmunden ist aber der Traunstein, dessen steile Westflanke fast 1300 m hoch den Traunsee überragt. Dieses Gewässer ist mit einer maximalen Tiefe von 191 m der tiefste See Österreichs (Abb. 3).

Die Vielfalt der Landschaften hat ihren Grund in einem abwechslungsreichen geologischen Aufbau. Vier großtektonische Einheiten, jede mit völlig anderem Gesteinsbestand, sind die Grundbausteine der Landschaftsentwicklung. Die weichen sandigen und tonigen Gesteine der Molassezone im Norden treten an der Oberfläche kaum in Erscheinung, sondern sind fast völlig von den pleistozänen Lockersedimenten bedeckt. Die vorwiegend tonreichen Gesteine des Helveti-



Abb. 1.
Blick vom Pinsdorfberg nach Westen ins Aurachtal.



Abb. 2.

Der große Höllkogel (1862 m), die höchste Erhebung auf Blatt 66 Gmunden besteht aus la-gunärem Wettersteinkalk.

kums und Ultrahelvetikums sind ebenfalls nur an wenigen Stellen sichtbar und markieren tektonische Bewegungsflächen, an denen sie hochgeschürft wurden. Ihr größter Aufschluss liegt im Bereich des Gschlifgrabens, an der Grenze zwischen Kalkalpen und Rhenodanubischer Flyschzone, wo sie in einem großen Erdstrom zu Tage treten. Die Rhenodanubische Flyschzone besteht aus Sandsteinen und Siltsteinen mit unterschiedlichen Karbonatgehalten und tonreichen Sedimentgesteinen mit ebenfalls stark schwankenden Karbonatanteilen (Tonsteine bis Kalkmergel). Der überwiegende Anteil der rhenodanubischen Schichtfolge besteht aus Turbiditen, also aus umgelagerten Sedimenten, die von Trübe-strömen in Wassertiefen von vermutlich mehr als 3000 m transportiert wurden. Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen wurden vom Perm bis in die Oberkreide abgelagert, der mengenmäßig größte Teil stammt aber aus der Trias, wo gewal-tige Mengen von flachmarinen Kalken und Dolomiten entstanden.

Die vier großtektonischen Baueinheiten stammen aus vier geodynamisch unterschiedlichen Sedimentationsräumen. Die **Molassezone** repräsentiert die Füllung des Vorlandbeckens der Alpen, in welches das Abtragungsmaterial des aufsteigenden Gebirges, das von Flüssen herantransportiert worden war, abge-lagert wurde. Die Molassesedimentation beginnt etwa an der Wende vom Eozän zum Oligozän, also vor etwa 34 Millionen Jahren, und endet in Oberösterreich im Obermiozän (Pannonium) vor etwa 8 Millionen Jahren. Auf Blatt Gmunden stehen obertags nur untermiozäne Molassesedimente an. Es gibt allerdings 27 Tie-fenaufschlüsse für die Kohlenwasserstoff-Exploration, von denen 6 nicht in der Karte eingetragen sind, da sie erst nach der Drucklegung abgeteuft wurden (s. Kap. 7.2).

Die Gesteine des **Helvetikums** und **Ultrahelvetikums** wurden auf dem süd-lichen Schelf der Europäischen Platte und am anschließenden Kontinentalab-hang abgelagert. Die unterjurassischen Grestener Schichten sind Teile des Vor-landjuras, der auf der kontinentalen Kruste der Europäischen Platte sedimentiert



Abb. 3.
Blick von Süden auf den Traunsee und den Traunstein.

wurde. Zwischen der Unterkreide und dem Eozän wurden auf diesem Sockel vorwiegend tonreiche Sedimente abgelagert, die Faziesübergänge von Seichtwasser bis Tiefwasser erkennen lassen. Auf Blatt Gmunden liegen diese Ablagerungen vor allem in Form der „Buntmergelserie“ vor. Auf Grund ihrer vorwiegend tonigen Zusammensetzung ist diese leicht verformbar und wurde so im Zuge der tektonischen Bewegungen intensiv verschuppt. Gleichzeitig ist diese wenig kompetente Formation sehr anfällig für Hangbewegungen. Auf Blatt Gmunden ist die größte dieser Massenbewegungen der Erdstrom im Gschlifgraben am Ostufer des Traunsees. Der Gschlifgraben hat auch eine Sonderstellung wegen der reichen dort gemachten Fossilfunde, wie sie sonst im Ultrahelvetikum nirgendwo bekannt sind.

Paläogeographisch im Süden des Ultrahelvetikums anschließend befand sich ein tiefes Meeresbecken, in dem der **Rhenodanubische Flysch** abgelagert wurde. Es handelt sich dabei um Turbiditabfolgen, die von der Unterkreide (Barremium) bis ins Untereozän (Ypresium), also über einen Zeitraum von rund 70 Millionen Jahren, gebildet wurden. Während dieser ganzen langen Zeit lag der Boden des Ablagerungsraumes unter der Kalzitkompensationstiefe, was auf eine Wassertiefe von mindestens 3000 m schließen lässt (EGGER et al., 2002).

Etwas mehr als ein Drittel des Kartenblattes Gmunden wird von den **Nördlichen Kalkalpen** eingenommen. Die kalkalpine Schichtfolge reicht vom oberpermischen Haselgebirge bis zur oberkretazischen Unteren Gosau-Subgruppe, und umfasst somit eine Sedimentationsdauer von rund 170 Millionen Jahren. Während dieser langen Zeit wurden vor allem Seichtwassersedimente abgelagert. Flächenmäßig dominiert auf dem Kartenblatt dabei der mehr als 500 m mächtige mitteltriassische Wettersteinkalk und Wettersteindolomit des Höllegebirges und des Traunsteins; große Gebiete werden auch vom obertriassischen Hauptdolomit eingenommen.

1.2. Tektonische Übersicht

Durch die Einengungstektonik kam es vom Obereozän bis ins Untermiozän zur Ausbildung von nordvergenten Überschiebungen. Die höchste tektonische Ein-

heit bilden die Nördlichen Kalkalpen im Süden des Kartenblattes, die aus mehreren internen Überschiebungseinheiten aufgebaut werden.

Der flächenmäßig größte Anteil der Kalkalpen wird durch das Tirolikum der Hölleengebirgsdecke gebildet. Der namensgebende Karststock erstreckt sich von Weissenbach im südöstlichen Attersee-Gebiet bis an den südlichen Traunsee. FRIEDEL (1980) fasst das Hölleengebirge als mächtige nordvergente Falte auf, wobei die aufrechte Schichtfolge ihres Hangendschenkels weitgehend erhalten ist (Abb. 4). Im Süden steigt dieser Hangendschenkel mit 25–35° an und dreht sich bis zum Hölleengebirgs-Nordrand allmählich in eine saigere bis leicht überkippte Schichtstellung. Hingegen ist die Schichtfolge des Liegendschenkels infolge Abscherung in ihrer Mächtigkeit stark reduziert. Südlich und südöstlich des Hölleengebirges zeigt die Hölleengebirgsdecke einen vergleichsweise einfachen Bau, der großflächig von Hauptdolomit und Dachsteinkalk dominiert wird.

Auf der Hölleengebirgsdecke liegen in der Südostecke des Kartenblattes die verkehrt liegenden Gesteinsserien der Totengebirgs-Decke, die ebenfalls zum Tirolikum gerechnet werden. Ein Erosionsrest dieser höheren Decke könnte die von SCHÄFFER (1983) beschriebene Deckscholle des Haslergupfes sein.

Unter dem Tirolikum der Hölleengebirgsdecke liegt das Bajuvarikum der Langbathzone, die im Gebiet des Vorderen Langbathsees mit etwa 4 km N–S-Erstreckung ihre größte Breite erreicht. Die Langbathzone wird in zwei W–E-streichende gefaltete Schuppen gegliedert, wobei der nördliche Faltenzug asymmetrisch ausgebildet ist. Der Muldenschenkel wurde abgeschert und auf Hauptdolomit überschoben. Den Kern der Muldenstruktur bilden Gesteine der Unterkreide, wobei Mergelschiefer des Apt (wohl Tannheimer Schichten) mit allodapischen Einschaltungen von Urgonkalken im Bereich des oberen Klausgrabenbachs hochgeschuppt sind (SCHÖLLHORN & SCHLAGINTWEIT, 1990). Diese Urgonkalke deuten neben anderen lithofaziellen Argumenten (TOLLMANN, 1976) auf eine tektonische Zuordnung der Langbathzone zum Hochbajuvarikum hin, sodass diese Zone als



Abb. 4. Steilstehender lagunärer Wettersteinkalk des Alberfeldkogels (Hölleengebirge) an der Stirn der Hölleengebirgsdecke.

verbindendes Element zwischen der Lechtaldecke im Westen und der Reichraminger Decke im Osten der Nördlichen Kalkalpen gesehen werden kann.

Östlich des Traunsees bilden die gefalteten bunten Jurakalke und Schrambach-Schichten der „Zirlerbergscholle“ die Fortsetzung der Langbathzone. Entlang der sinistralen Blattverschiebung der Trauntalstörung drang die Zirlerbergscholle etwa 3 km weiter nach Norden vor als der Nordrand der Langbathzone westlich der Trauntalstörung. Die Zirlerbergscholle wird nach PREY (1974) beiderseits von dunklem Platten- bzw. Dachsteinkalk sowie Kössener Schichten flankiert, die im Liegenden in eine Wechsellagerung mit Hauptdolomit übergehen.

Das tektonisch tiefste Element der Nördlichen Kalkalpen bildet die Kalkalpine Randschuppe (früher als „Randcenoman“ bezeichnet), die aus Gesteinen der Loosenstein-Formation aufgebaut wird.

Die Nördlichen Kalkalpen liegen auf dem Rhenodanubikum, das aus einem Stapel aufrecht gelagerter, nach Süden einfallender Schuppen besteht. Kleintektonische Messungen im Hatschek Steinbruch (MESCHÉDE & DECKER, 1993) belegen mehrere Deformationsstadien, die unter N–S-Einengung stattgefunden haben. An den interenen Überschiebungen im Rhenodanubikum können Schürflinge des tektonisch liegenden Ultrahelvetikums eingeklemmt sein. Ein solcher Schürfling konnte z.B. nördlich des Hongar auskartiert werden.

Der Großteil der Ultrahelvetikumsvorkommen auf Blatt Gmunden ist aber an Blattverschiebungen gebunden, die den Überschiebungsbau versetzen (EGGER & PERESSON, 1996; EGGER, 1997). Diese Fenster sind durch saigere Lagerung der Schichten und intensive interne Verschuppung gekennzeichnet. Im Rahmen des Aurach-Fensters werden die Lateralbewegungen zudem durch steilstehende Faltenachsen in der Seisenburg-Formation des Fensterrahmens belegt (Abb.4).

In der Rhenodanubischen Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen lassen sich zwei große Blattverschiebungssysteme nachweisen: ein NW–SE-streichendes dextrales System und ein NE–SW-streichendes sinistral System. Letzteres scheint etwas jünger zu sein, da es die dextralen Störungen versetzt.

Das sinistrale Störungssystem wurde als ISAM-Störungssystem (Innsbruck–Salzburg–Amstetten-Störungssystem) bezeichnet (EGGER & PERESSON, 1996). Zu diesem Störungssystem gehört auch die Trauntalstörung (s.a. PERESSON et al., 1993; DECKER et al., 1994; LINZER et al., 1995), die aus dem Ischler Raum in nordöstliche Richtung etwa entlang der Traun zum Nordost-Ende des Traunsees verläuft. Besonders hervorzuheben ist die teils extreme tektonische Zerrüttung der Gesteine entlang der beiden Flanken des Trauntales. Dies äußert sich in einem stark rekristallisiertem Mikrogefüge der Karbonatgesteine etwa im Bereich des Traunstein-Fußes und am Südost-Fuß des Höllengebirges. Durch den sinistralen, etwa 3 km weiten Versatz an dieser Störung kann das Vorspringen des Kalkalpennordrandes östlich des Traunsees erklärt werden.



Abb. 5.
Schlingentektonik in der Seisenburg-Formation im Rahmen des Aurach-Fensters.

Das ISAM-Störungssystem scheint sich aus dem kristallinen Untergrund durchzupausen, wo eine entsprechende Störung erkennbar ist (KRÖLL et al., 2006). Unter dem Kalkalpenrand treten Sprunghöhen von mehreren hundert Metern auf, wobei die Südscholle gegenüber der Nordscholle relativ gehoben

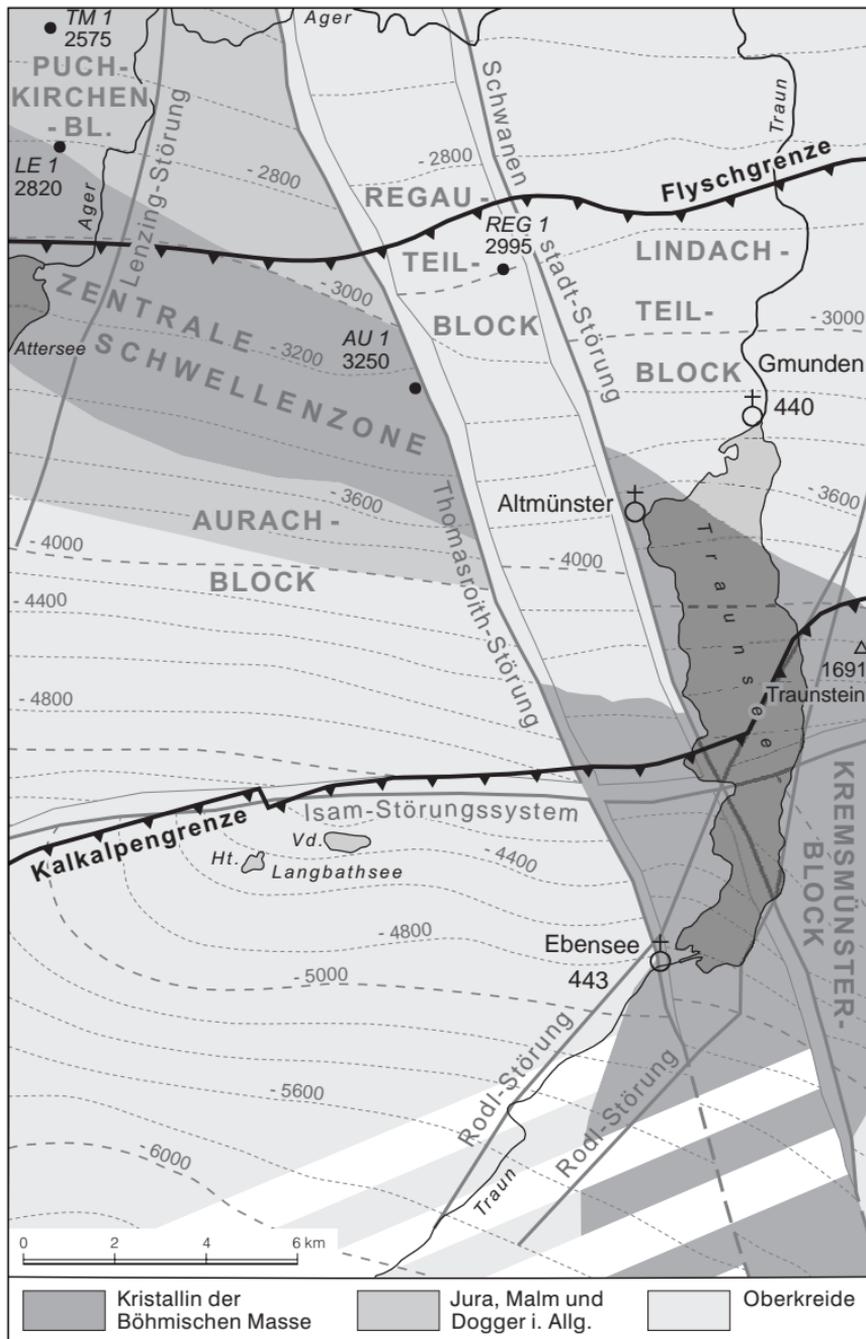


Abb. 6. Das Bruchsystem im kristallinen Untergrund von Blatt Gmunden nach KRÖLL et al. (2006).

wurde. Es scheint also entlang des ISAM-Störungssystems nicht nur zu einem etwa 45 km weiten lateralen Versatz gekommen zu sein (EGGER & PERESSON, 1996), sondern auch zu bedeutenden vertikalen Verstellungen. Auch die Traunsee-Störung scheint sich aus dem Untergrund bis an die Oberfläche durchzupausen; sie könnte die Fortsetzung der Rodl-Störung sein, die von der Böhmisches Masse kommend im Untergrund weiter nach Südwesten streicht.

Nördlich des ISAM-Störungssystems lassen sich im Untergrund der Molassezone noch fünf weitere bedeutende Blattverschiebungen mittels Seismik und Georadar erkennen (Abb. 6). Die Thomasroith- und die Schwanenstadt-Störung verlaufen NNW–SSE. Die Thomasroith-Störung streicht von Ebensee kommend knapp östlich der Bohrung Aurach 1 vorbei und über Vöcklabruck entlang des Öl- und Gasfeldes Puchkirchen weiter bis Pattigham. Die etwas weiter östlich gelegene Schwanenstadt-Störung verläuft unter dem südlichen Traunsee bis Altmünster und von dort weiter östlich an der Bohrung Regau 1 vorbei und über Puchheim den Ostrand des Hausrucks entlang nach Norden. Die von der Ried-Störung abgespaltete NE–SW-gerichtete Lenzing-Störung schneidet durch den NW-Teil des Kartenblattes. Sie streicht vom Ostrand des Attersees, östlich der Bohrungen Lenzing 1 und Timelkam 1, vorbei und zwischen den Gasfeldern Zell am Pettenfirst und Puchkirchen hindurch.

Dieses Bruchsystem zerteilt den oberösterreichischen Untergrund in mehrere dreieckige bzw. rautenförmige tektonische Blöcke. An der Thomasroith-Störung wird der westliche Block im Miozän mehrere Kilometer nach Norden verschoben. Das Profil in der Bohrung Aurach 1 weist im Eozän und unteren Kiscellium die südlichste Fazies in der Vorlandmolasse auf und die Molasseschuppen reichen fast bis an die Tertiärbasis. Der Graben zwischen der Thomasroith-Störung und der Schwanenstadt-Störung ist am weitesten im Süden verblieben. Dort verweist die Juraabfolge in der Bohrung Regau 1 (s. Kap. 7) auf eine Position, die auf der Westseite der Thomasroith-Störung erst 15 km weiter nördlich auftritt. Ebenso deutet die Lagunenfazies im Eozän und die Oligozänabfolge auf eine nördliche Position hin. Dagegen fehlen die tieferen Schuppen. Die geringmächtigen Schuppen unterhalb der Helvetikum-Flysch-Decken sprechen für eine relative Nordposition während des Vordringens der Molasseschuppen gegenüber den westlichen und östlichen Bohrungen. Die mächtigen Schuppen in der Bohrung Sicking S1 und die oberen Schuppen in den seichteren Bohrungen Aurachkirchen 1 und Lindach 23, 27, 29, 30, 30a und 31 weisen auf eine südlichere Position dieses Blocks gegenüber Regau 1 während der Verfrachtung der Molasseschuppen.

1.3. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten

Wie aus dem Schlierrelief unter den groben Sedimenten vor dem Alpenrand (FLÖGL, 1969; KOHL, 2000) erkennbar wird, war vor dem Einfluss der Eiszeiten die Entwässerung stark in West–Ost-Richtung orientiert. Dies ist nicht nur durch die erkennbaren flachen Rinnen dieser Orientierung sondern auch durch die Geschiebezusammensetzung zu erkennen. Hier spielen die wiederholt umgelagerten, verwitterungsresistenten Schotter des Kobernaußer Waldes und Hausrucks eine dominierende Rolle, die die wiederholte Umlagerung seit dem Beginn der Erosion der hangendsten, groben, miozänen Sedimente überstanden haben.

Der Einfluss aus den Alpen (Flyschsandsteine, Karbonate) wird erst mit der ersten Großvereisung des Günz, die erstmalig eine Vergletscherung bis zum Alpenrand und verstärkte Frostverwitterung brachte, deutlich stärker.

In diese Zeit fällt die erste glaziale Überformung des Trauntales, das entlang der Trauntalstörung (GEYER, 1917) angelegt, als fluviatil geformtes Tal, recht geradlinig aus dem Raum Bad Ischl bis Ebensee verlief, um hier nach Norden einzuschwenken. Damals erfolgte sicher auch die erste Anlage des Seebeckens des Traunsees als übertieftes Zungenbecken, das dann in den folgenden Verei-

sungen seine heutige Ausdehnung und Formung erhielt (VAN HUSEN, 1979). Der Talboden vor der Günzeiszeit muss damals, gemessen an der Höhenlage der Endmoränen bei Berg, innerhalb der Kalkalpen auf über 500 m gelegen haben. Dieser wurde in weiterer Folge tiefer gelegt und das Tal durch die Gletscher auch zu der breiten, steilwandigen Trogform umgestaltet, in der es südwestlich Ebensee in typischer Form vorliegt.

Übertieftes Zungenbecken

Ab Langwies beginnt die Felssohle des Tales, die hier noch mehr oder weniger im Niveau der Traun liegt, in den übertieften Bereich des Traunseebeckens abzusinken. Dieser reicht dann bis knapp nördlich Gmunden, wo die Felssohle wieder auf knapp 400 m Höhe ansteigt und der übertiefte Bereich in eine Tiefenrinne entlang der Traun übergeht (FLÖGL, 1969; KOHL, 2000, Abb. 34). Eine zweite Rinne entwickelte sich östlich, parallel zur Aurach.

An der Ausformung dieses übertieften Beckens haben die Gletscher aller Eiszeiten Anteil, wobei keine Aussage möglich ist, ob die eine oder andere mehr oder weniger Anteil hat. Die maximale Tiefenlage der Felssohle ist nicht bekannt. Neuere seismische Untersuchungen im Raum Ebensee (BURGSCHWAIGER & SCHMID, 2001) deuten darauf hin, dass die Felssohle bei Ebensee in ca. 400–450 m Tiefe liegen dürfte. Daraus kann geschlossen werden, dass die Felssohle in der fjordartigen engen Stelle zwischen Ebensee und Traunkirchen auch in mehr als 500 m Tiefe (mehr als 100 m unter dem Meeresspiegel) liegen kann, was auch den Ergebnissen neuerer Untersuchungen in den Westalpen (PIFFNER et al., 1997) entspräche.

Mit dem Übertritt in die Flyschzone hebt dann die Felssohle offensichtlich rasch aus und die steilen Trogflanken (Grasberg – Gmundnerberg) treten zurück. Mit dem Übertritt ins morphologische Vorland nördlich des Stadtgebietes von Gmunden konnten sich die Gletscherzungen der älteren Eiszeiten (Günz, Mindel, Riß) ausbreiten, wodurch der Tiefenschurf und damit die Ausformung des übertieften Beckens aufhört.

Günzgletscher

Die Eiszungen des Traungletschers hatten zu den Eiszeiten stark unterschiedliche Ausdehnungen.

Von der Günzeiszeit sind außer den Moränenresten bei Berg (ÖK 67 Grünau im Almtal) keinerlei Spuren erhalten geblieben. Ob diese die einzigen erhaltenen Reste einer ausgedehnten Vorlandzunge sind oder die Gletscherzunge nur als schmalere Zunge einem Tal folgend so weit vordrang, ist nicht erkennbar, da keine Hinweise auf den vorglazialen Verlauf und die Breite des Traunales vorhanden sind. Da aber zu dieser Zeit die Weitung und Übertiefung des Traunsees noch nicht vorhanden war, ist es durchaus vorstellbar, dass eine schmale Eiszunge damals so weit vordrang.

Mindelgletscher (Beilage 1)

Gänzlich anders sah die Eisbedeckung während der folgenden Mindeleiszeit aus. Es bildete sich eine breite Vorlandzunge aus, deren breite, durchgehend erhaltenen Endmoränen von Rabesberg über Eisengattern – Rahsdorf bis Laakirchen (ÖK 67 Grünau im Almtal) zu verfolgen sind, an die hier breit die dazu gehörigen Jüngerer Deckenschotter anschließen. Weiter westlich der Traun ist nur noch Grundmoräne um Weinberg erhalten, aber keine erkennbare Endmoräne.

Gemessen an der nachfolgenden Rißeiszeit, die durch viele Reste gut rekonstruierbar ist, hat der Gletscher in der Mindeleiszeit das Becken des Traunsees deutlich höher erfüllt. Dadurch trat ein kräftiger Eisübertritt ins Aurachtal über die Senke von Viechtau und den Sattel bei Oed ein. Im Zusammenfluss mit dem

ebenso kräftiger entwickelten Eisstrom im oberen Aurachtal war dieses wohl bis über den Raum Reindlmühl hinaus mit Eis erfüllt.

Rißgletscher (Tafel 1)

Der erste Vorstoß der Gletscherzunge erreichte gerade noch die Flyschhöhe bei Ohlsdorf und hinterließ schöne Endmoränen vom Aurachtal bis Baumgarten, an die auch die Hochterrasse entlang der Aurach und Traun anschließen. Ein jüngerer Vorstoß überwand diese Moräne, überfuhr noch die Wurzeln der Hochterrasse und hinterließ westlich der Traun die deutlichen Moränen bei Irresberg – Peiskam und östlich der Traun jene bei Gschwandt (VAN HUSEN, 1977).

In dieser Zeit hat der Flyschrücken bei Ohlsdorf zu einer Zweiteilung der Eiszunge geführt. Die westliche staute die Aurach an ihrem Austritt aus dem engen Tal SW Pinsdorf und hinterließ neben der Endmoräne bei Moos auch den mächtigen Staukörper im Niveau und als Teil der Hochterrasse südlich Kufhäusl.

Um den Attersee sind die Endmoränen mit anschließenden Hochterrassen bei Lenzing – Reibersdorf – Worzing modellhaft ausgebildet.

Eine kleine Zunge überwand noch den Sattel bei Oed und auch die Furche bei Vichtau war noch bis zum Fuß des Aurachberges mit einer Eiszunge erfüllt, die bis auf die Höhe des Grasberges (Häusern) gereicht hat. Die Gletscherentwicklung war aber nicht so stark, dass es im Aurachtal wieder zu einer zusammenhängenden Eiszunge gekommen ist.

Aurachverlegung (Abb. 7): Das heutige Aurachtal zeigt eine morphologische Besonderheit. Ist der Talboden oberhalb von Neukirchen noch breit entwickelt, so tritt die Aurach bei Neukirchen in ein enges trapezartiges, in einen höher liegenden, breiten Talboden eingeschnittenes Tal ein, das bis gegen Reindlmühl zu verfolgen ist. Ab dann ist wieder ein breiter Talboden entwickelt.

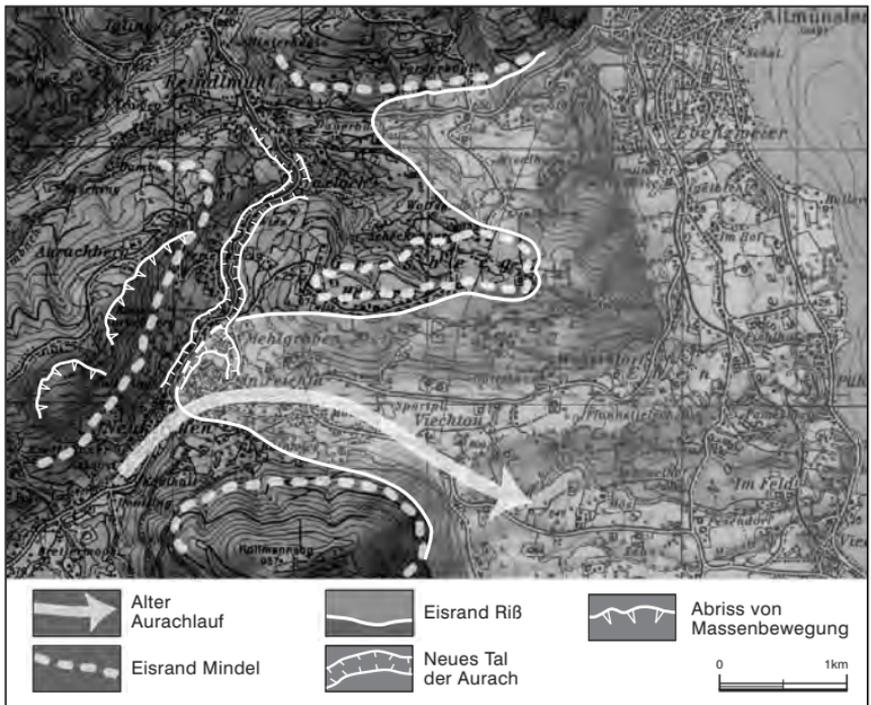


Abb. 7. Aurachverlegung.

Dieser enge Talabschnitt ist dadurch entstanden, dass die Aurach während der Rißeiszeit (Hochstand) aus ihrem ehemaligen Lauf, der nach Osten zur Traun führte (PENCK, 1909), verdrängt und gezwungen wurde, nach Norden in das Flussgebiet der Wessenaaurach überzufließen. Sie benutzte dazu den Talboden nördlich Neukirchen, der durch den Mindelgletscher trogartig geformt und offensichtlich nur von kleinen Gerinnen benutzt wurde, wodurch seine größere Höhenlage erhalten geblieben war. Der alte Talverlauf nach Osten wurde mit Moränen verlegt, so dass die Aurach auch nach Rückzug des Rißgletschers nicht mehr in ihren alten Lauf zurückkehren konnte (VAN HUSEN, 1977). Der Talbereich östlich Neukirchen entwässerte aber bis zur neuerlichen Stausituation in der Würmeiszeit weiterhin nach Osten.

Würmgletscher (Tafel 1)

Die endgültige Ausgestaltung des Traunseebeckens erfolgte in der kurzen Zeitspanne von vielleicht 2000 bis 3000 Jahren zum Höhepunkt der letzten Eiszeit (VAN HUSEN, 2000). Die Eiszunge erfüllte, vereinigt mit den Eisströmen aus dem Offensee und dem Langbath-Tal, das Seebecken im Süden bis 700 m Höhe und wies somit eine Mächtigkeit von wahrscheinlich 600 bis 800 m auf, abhängig davon, wie tief greifend die älteren glazialen Sedimente an der Sohle ausgeräumt wurden.

Mit dem Austritt aus dem fjordartigen Abschnitt in den Kalkalpen breitete sich die Zunge nördlich Traunkirchen seitlich aus. Hier formte sie die Endmoränen von Mühlbachberg bis Gottshaus, wodurch nicht nur der Mühlbach abgedämmt wurde und ein ausgedehnter Staukörper entstand, sondern auch das Tal bei Vichtau.

Durch die Talverlegung der Aurach blieb nach dem Abschmelzen der Rißeiszeitlichen Eismassen das Talstück zwischen Neukirchen bis zum Traunsee übrig. Durch den würmzeitlichen Gletscher wurde das Tal neuerlich abgedämmt und mit sehr schluffreichen Stausedimenten verfüllt (VAN HUSEN, 1977). Ihre Mächtigkeit von über 100 m im Bereich des Sportplatzes in Vichtau deutet auf einen steilen Talverlauf hin. Spätestens nach Verfüllung des Beckens erfolgte der Überlauf der Oberflächengewässer zur Aurach, wo diese die Kerbe nördlich Neukirchen benutzte, die wohl schon während der Rißeiszeit subglazial angelegt worden war.

Ein auffälliges Formenelement, verknüpft mit den Endmoränen am Nordende der Gletscherzunge des Traunsees, stellen die peripheren Abflussrinnen am West- sowie am Ostrand dar, die heute durch die Bahnlinie Attnang – Steinach und Lambach – Gmunden genutzt werden. Diese Rinnen entwickelten sich neben einem zentralen Gletschertor im Bereich des heutigen Traunlaufes als Sammeladern von Schmelzwässern aus der Flanke der Gletscherzunge. Sie waren bis zum Zeitpunkt des Zurückweichens des Eises von den Endmoränen des Hochstandes aktiv, erst dann konzentrierte sich der Schmelzwasserabfluss auf das zentrale Gletschertor (VAN HUSEN, 1977).

Nach der kurzen Periode des Hochglazials verschwanden so wie in allen anderen Zungenbecken auch aus dem Becken des Traunsees die Eismassen wahrscheinlich innerhalb von nur einigen hundert Jahren (VAN HUSEN, 2000). Dabei wurden die Eisrandterrassentreppe entlang des Mühlbaches und die eindrucksvolle Terrasse bei Mitterndorf und Steinkogel gebildet.

Nachdem das Seebecken eisfrei geworden war, begann die Traun den fjordartigen Südtteil des Sees, der etwa bis Langwies gereicht hat, zu verfüllen, wodurch die eindrucksvolle Deltaebene bis Ebensee entstanden ist, die auch heute noch vorgebaut wird. Die heutige Geschiebefracht der Traun (GUNZ, 2002; SASSAU, 1982) würde unter gleich bleibenden klimatischen Verhältnissen und dementsprechender Schuttfuhr bedeuten, dass dieser Vorgang den Traunsee in rund 40.000 Jahren völlig mit Sediment verfüllen und zum Verschwinden bringen würde.

2. Erforschungsgeschichte

Einen Überblick über den Stand der geologischen Erforschung des oberösterreichischen Salzkammerguts in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts vermitteln die Pionierstudien von EHRlich (1850, 1854). COMMENDA (1900) baut auf den Arbeiten EHRlichS auf und ergänzt den Fortschritt der folgenden 50 Jahre.

Der kalkalpine Teil des Blattes Gmunden wurde bereits im Jahre 1763 von dem böhmischen Naturforscher Johann Baptist BOHADSch bereist und sein Reisetagebuch wurde schließlich post mortem von Ignaz VON BORN herausgegeben (BOHADSch, 1782). Auch Leopold VON BUCH bereiste bereits im Jahre 1797 gemeinsam mit Alexander VON HUMBOLDT das Traunseegebiet und legte seine Eindrücke im 1. Band seiner „Geognostischen Beobachtungen“ (1802) nieder. Nach Alexander PETZHOLDT (1843; zitiert in SCHÄFFER, 1983) stellt der Traunsee eine Gebirgsspalte dar, die nach und nach mit Wasser und Schutt aufgefüllt wurde. Die unterschiedlichen Lagerungsverhältnisse der Kalkgesteine im Traunseegebiet werden auf den Einfluss plutonischer Kräfte zurückgeführt, die PETZHOLDT für die Hebung der Gesteinskomplexe verantwortlich erachtet. So wären die oberen Schichten relativ ungestört in ihrer horizontalen Lagerung erhalten geblieben, während die liegenden Partien gebogen, steilgestellt und zerbrochen wurden.

Den Adneter Kalk beim „Rinnbachrechen bei Ebensee“ hält HAUER (1853) für das östlichste Vorkommen in typischer Ausbildung. HAUER (1857) verdanken wir auch den ersten etwa S–N-verlaufenden Profilschnitt durch unser Gebiet. Einen ausgezeichneten Überblick über die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung von Gmunden gibt KOCH (1898). Zu den wichtigsten Arbeiten auf unserem Kartenblatt zählen jene von GEYER (1911, 1917). Das Höllengebirge war das Thema der Dissertation von PIA, die er im Jahre 1912 mit einer geologischen Farbkarte 1:75 000 veröffentlichte. Schließlich aktualisiert und ergänzt PIA (1940) seine früheren Darstellungen, insbesondere auch durch die Bearbeitung der gelegentlich im Wettersteinkalk in gesteinsbildender Häufigkeit vorkommenden Kalkalgen. Die Hochfläche des etwa 40 km² großen Höllengebirges stellt nach PIA (1940) eine tertiäre Verebnungsfläche dar, die vermutlich zur Raxlandschaft gehört. Auch WICHE (1949) schließt sich weitgehend dieser Meinung an.

Einen Meilenstein stellt die Geologische Spezialkarte 1:75 000 Gmunden und Schafberg (ABEL & GEYER, 1922) mit Erläuterungen von GEYER & ABEL (1922) dar. In dieser Karte wurden auch die Aufnahmen von MOJSISOVICs aus den Jahren 1882–1883 sowie von PIA (1912) berücksichtigt. Ein Meilenstein ist auch der „Geologische Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut“ von SPENGLER & PIA (1924). Die Makrofauna der Kössener Schichten des Eibenbergs bearbeitete ZAPFE (1949). Schließlich veröffentlichte WEBER (1960) seine Dissertation, die neben einer Detailkartierung 1:25 000 auch die erste mikropaläontologische Bearbeitung mehrerer Schichtglieder umfasst.

Die Vorkommen von ultrahelvetischer Buntmergelserie sind schon seit langem bekannt (PARTSCH, 1826; BOUÉ, 1829), wurden aber auf Grund der häufig darin auftretenden roten Gesteinsfarben zu den Nierentaler Schichten gerechnet, die transgressiv dem Flysch auflagern sollten. RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) waren die ersten, die diese Vorkommen als tektonische Fenster des vom Rhodanubikum überschobenen Ultrahelvetikums erkannten. Dennoch hielten andere Autoren (KRAUS, 1944) noch an der Transgressionstheorie fest. Erst durch die mikropaläontologischen Arbeiten von PREY (seit 1951) konnte die Fensternatur zweifelsfrei geklärt werden, wobei diese Fenster im Kern überkippter Antiklinalen zu Tage treten sollten. Die Neuaufnahme zeigte jedoch, dass diese Fenster entweder an Überschiebungen oder an Blattverschiebungen gebunden sind (EGGER & PERESSON, 1996; EGGER 1997). Zahlreiche mikropaläontologische Daten aus dem Flyschgebiet zwischen Attersee und Traunsee finden sich in den Arbeiten von JANOSCHEK (1964) und BRANDLMAYR (1994).

Das Salzkammergut war schon früh parallel zur Erforschung der Kalkalpen auch Ziel eiszeitlicher Forschung. Da ist besonders SIMONY zu nennen, der von 1846 an seine Forschungen neben dem Dachstein auch auf eiszeitliche Ablagerungen des ganzen Trauntales und die Ausformungen seiner Seen konzentrierte. Auch MOISOVICS (1868) wies auf die Gletscherausdehnung bis in den Raum Gmunden hin, lehnte aber die damals bereits diskutierte Vorstellung über die Seen als übertiefte Zungenbecken als „abenteuerliche Aushöhlungsstheorie“ ab.

Diese erste Phase der quartärgeologischen Erforschung wurde durch PENCK & BRÜCKNER (1909) mit „Die Alpen im Eiszeitalter“ abgeschlossen, die eine erste zusammenhängende Darstellung des Trauntales gaben. Diese darin enthaltenen Erkenntnisse wurden von PENCK & RICHTER schon anlässlich des Internationalen Geologen-Kongresses 1903 in Wien in einer Exkursion vorgestellt.

In der Zwischenkriegszeit war es vor allem GÖTZINGER, der 1929, 1936, 1937 und gemeinsam mit SPENGLER 1936 in mehreren Arbeiten in der Umgebung von Gmunden und Bad Aussee die quartäre Entwicklung im Trauntal beschreibt. Die Ergebnisse wurden auf der 3. Internationalen Quartär-Konferenz 1936 in Wien und auf der anschließenden Exkursion dargelegt.

Die dritte und letzte Phase der quartärgeologischen Erforschung des Trauntales erfolgte parallel mit der Neuaufnahme der Blätter 66 und 96 der Geologischen Karte 1:50000. Dabei gelang es, auf Basis der flächendeckenden Detailkartierung in Verbindung mit systematischen palynologischen Untersuchungen und ¹⁴C-Datierungen ein umfassendes Bild der räumlichen und zeitlichen Abläufe der letzten Eiszeit und speziell des Würm-Spätglazials zu erarbeiten (DRAXLER 1977; VAN HUSEN, 1977, 2000). Auf Grund dieser Ergebnisse wurde das Trauntal von der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA als Typregion für diesen Zeitabschnitt ausgewählt.

3. Erläuterungen zu Kartenlegende

3.1. Nördliche Kalkalpen

86 Haselgebirge

Als ältestes Gestein des Kartenblattes sind in der Langbathzone am Ostufer des Traunsees östlich vom Gasthof Hoisn am Nordhang des Zirlerbergs graue, rote bzw. bunte feingeschichtete Tonschiefer, auch Glanzschiefer, mit reichlich Gips sowie rot(braune) glimmerige Sandsteine aufgeschlossen. Diese gehören dem Haselgebirge an, das hier dem Lias-Fleckenmergel der Allgäu-Formation bzw. dem Lias-Kieselkalk aufliegt. Ein winziges Gipsvorkommen wurde einst sogar abgebaut und in einer Gipsmühle hinter dem Gasthof Hoisn gemahlen. Faziale Anklänge an die Hallstätter Zone sind auffallend.

Auch nordöstlich des Vorderen Langbathsees treten an der nördlichen Uferböschung des Jägeralmbachs in 700 m Seehöhe stark bindige, quellfähige dunkelgraue bis schwarze Letten auf, die aufgrund ihres Mineralbestands als Haselgebirge zu deuten sind. Palynologische Untersuchungen zur Altersklärung fehlen bislang; es kann aber wohl davon ausgegangen werden, dass dem Tonstein oberpermisches Alter zukommt. Über eine eventuelle Ausdehnung des Haselgebirgs-Vorkommens unter die angrenzende Moränenbedeckung ist nichts bekannt.

85 Gutenstein-Formation

Dünnbankige dunkelgraue bis schwarze, kalzitgeäderte, und beim Anschlagen manchmal leicht bituminös riechende Kalke und Dolomite vom Typ der Gutenstein-Formation treten am nordwestlichen Höllengebirgs-Plateau im Hochleckengebiet entlang von Störungen, z.B. im Pfaffengraben, unter dem Wettersteinkalk

zutage. Bei einer Nachbegehung durch EGGER wurde festgestellt, dass es sich bei diesen Kalken tatsächlich um Hornstein führende Reiflinger Kalke handelt. Diese zeigen im Hangenden einen stratigraphischen Kontakt zum Wettersteinkalk. Eine Conodontenprobe (det. G. MANDL) enthielt 3 schlecht erhaltene Exemplare aus dem Formenkreis *Paragondolella szaboi* (KOVÁCS) bzw. *Paragondolella trameri* (KOZUR). Damit kann auf ein unterladinisches Alter geschlossen werden.

Auch an der Traunstein-Westflanke, am Miesweg nördlich der Lainaustiege sind dem basalen Steinalm-/Wettersteinkalk steilgestellte Bänke von schieferigem und etwas Hornstein führendem Gutensteiner Kalk eingeschaltet. Ebenso verläuft der obere Teil des Hans-Hernler-Steigs entlang einer Rippe von Gutensteiner Kalk (WEIDINGER, 2001).

84 Steinalmkalk, Wettersteinkalk

Der im dm- bis m-Bereich gebankte bis manchmal nahezu massig erscheinende „lagunäre“ Wettersteinkalk nimmt am Kartenblatt Gmunden die größte Fläche aller Schichtglieder ein und erreicht im Höllengebirge Mächtigkeiten von mehr als 500 m. Der Wettersteinkalk ist häufig rekristallisiert und zeigt meist eine fast weiße, hellgraue, graubräunliche oder hellbraune Farbe, wobei partienweise Makrofossil-Anhäufungen zu beobachten sind, insbesondere Dasycladaceen (PIA, 1940), auch „Turmschnecken“ vom Typ „*Chemnitzia*“ sowie selten auch Crinoiden, Brachiopoden und Cephalopoden. Eindeutige Wettersteinkalk-Riffe sind im Kartenblattbereich nicht beobachtet worden, wengleich der massige Wettersteinkalk im Traunstein-Gipfelbereich nach DAXNER & WEIDINGER (2001) eine Riffbildung sein könnte. Auch am Weg vom Feuerkogel zum Helmeskogel finden sich Hinweise auf unmittelbare Riffnähe, wie „großoolithische“ Gefüge und Tubiphytes-verdächtige biogene Strukturen. Weiters kommen dünne Bänke endogen brekziöser Kalke vor, die sogar etwas kantigen Hornstein und wohl auch Dolomit führen, wobei die Komponenten von einer grünlichen mergeligen Matrix gebunden werden. Ob letztere tuffitischer Natur sind, wurde noch nicht untersucht (siehe auch Diskussion bei WERNECK, 1974).

Gut erhaltene Dasycladaceen, insbesondere *Diplopora annulata annulata* (PIA), treten am östlichen Höllengebirgs-Plateaubereich gelegentlich in Kubikmeter-großen Blöcken in gesteinsbildender Häufigkeit auf. *Diplopora annulata annulata* besiedelte bevorzugt gut durchlüftete Seichtwasserbereiche der inneren Wettersteinkalk-Karbonatplattform. Am Heumahdgupf und entlang des F.-Haas-Wegs (Abb. 8) findet sich an der NW-Flanke des Steinkogels auch die Wirtelalge *Teutlopora herculea* STOPPANI gelegentlich in gesteinsbildender Häufigkeit. Sie besiedelte bevorzugt den riffnahen Rückriffbereich. PIA (1940) erwähnt weiters das Vorkommen der Wirtelalge *Gyroporella* aff. *amplefora* GÜMBEL in einem Lesestein von der Nordseite des Alberfeldkogels sowie von Cyanophyceen (Blaualgen) vom Typ *Sphaerocodium/Girvanella* und auch von büschelförmigen Codiaceen. BUDAI et al. (2006, in Druck) konnten stellenweise auch das Vorkommen einzelner Exemplare von *Teutlopora herculea* im von *Diplopora annulata annulata* dominierten Wettersteinkalk beobachten.

Im Dasycladaceen führenden lagunären Wettersteinkalk des östlichen Höllengebirgs-Plateaubereiches erwähnt PIA (1912) einen Fund von „*Nautilus*“ sp., und erst vor kurzem wurde eine zwar schlecht erhaltene, aber biostratigraphisch aussagekräftige Cephalopodenfauna durch BUDAI et al. (2006, in Druck) bekannt gemacht, die aus losem Blockwerk entlang des F.-Haas-Wegs (Nr. 804) stammt, wo sich letzterer nach SW (Richtung Riederhütte) und NO (zum Alberfeldkogel) gabelt, mit *Mojsisovicsteuthis* ? sp., *Ptychites* sp., *Flexoptychites* cf. *flexuosus* (MOJSISOVICS, 1882), *Megaphyllites* ? sp., *Proarcestes* sp., *Norites dieneri* ARTHABER, 1903, *Hungarites* sp., *Parakellnerites* sp. und Ammonoidea div. gen. et sp. Diese Cephalopoden-Assoziation erlaubt eine Alters-Einstufung in die *Reitzi*-Zone des späten Anisium.



Abb. 8.
Dasycladaceen führender Wettersteinkalk im Hölleengebirge südlich des Heumahdgupfs.

Am Heumahdgupf konnten auch „tepee-structures“ in einer im cm-Bereich feingeschichteten Kalk-Dolomit-Wechselfolge beobachtet werden. Auch loferitische Birdseye-Dolomittlaminiten, ebenso mit Dasycladaceen (*Diplopora*) sowie Onkoiden, sind nicht selten zu beobachten, wie z.B. am Abstiegsweg nach Ebensee etwa 100 Höhenmeter unterhalb des Naturfreundehauses, in der Höllkogelgrube und auch am Weg vom Feuerkogel zur Riederhütte. Schöne *Diploporen*kalke stehen auch in der Umgebung der Riederhütte an.

83 Wettersteindolomit

Der Wettersteinkalk wird in seinen hangenden Abschnitten mit unscharfer Grenze oftmals von undeutlich gebanktem oder massigem, weißem oder hellgrauem Wettersteindolomit vertreten, der zu scharfkantigem Grus zerfällt und so zerfurchte Hänge oder Schluchten bildet. Mit dem Hauptdolomit ist gelegentlich eine Verwechslung möglich, wenngleich dem Wettersteindolomit der für letzteren charakteristische Bitumengeruch beim Anschlagen fehlt. Dolomitisierte Bereiche treten auch innerhalb des Wettersteinkalks auf.

82 Lunz- und Opponitz-Formation

Äquivalent zur klassischen Gliederung der karnischen Stufe im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Reingrabener Schiefer bzw. „*Cardita*-Schichten“, Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk) bilden karnische Gesteine von variabler lithologischer Ausbildung in unserem Gebiet – insbesondere in den Seitengraben des Mitterweißenbachs und des Äußeren Weißenbachs – häufig den Trennungshorizont zwischen dem Wettersteindolomit und dem Hauptdolomit (GROTTENTHALER, 1978). Aus diesem Bereich beschreibt GROTTENTHALER zwei Profile, nämlich Sulzgraben und Mitterweißenbach. Ein 14 m mächtiges Karnprofil beschreibt auch TATZREITER (1980) von der Tiefengraben-Forststraße auf 630 m

SH. Hier fallen gut gebankte, dunkel- bis hellgraue Kalke bis Mergelkalke mit Mergel- bzw. Tonschiefer-Zwischenlagen steil nach Süden ein. Dem unteren Profilabschnitt sind zwei Fossilhorizonte mit einem Massenvorkommen von Bivalven (det. B. GRUBER, Linz) eingeschaltet, die ein höheres Julium- bis tieferes Tuvalium-Alter anzeigen, mit der „Schafbergmuschel“ *Lopha montiscaprilis* KLIPSTEIN, sowie *Septihoernesia* cf. *joannisaustriae* (KLIPSTEIN), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER) und *Myophoriopsis rosthorni* (BOUÉ). TATZREITER (l.c.) erwähnt auch ein etwa 25 m mächtiges Karnprofil im Sulzgraben (Mitterweißenbachtal) auf 550 m SH, das überwiegend aus makro- und mikrofosillieren feinblättrigen, dunkelgrauen Tonschiefern („Cardita-Schichten“) aufgebaut wird. Im hangenden Profilabschnitt sind einige braune, mürbe Sandsteinbänke mit reichlich Pflanzenhäcksel eingeschaltet. Gute Aufschlüsse von Cardita-Schichten finden sich auch an mehreren anderen Stellen an der Sulzgraben-Forststraße, so sind z.B. südöstlich des Loskogels am Sulzgraben-Karrenweg fast 10 m mächtig aufgeschlossen. Mehrere Meter mächtige Aufschlüsse von typischem Lunzer Sandstein finden sich in einem Einschnitt gleich östlich der Mitterweißenbachstraße, etwas flussabwärts der Sulzgrabenbrücke. Es sind dies mittelkörnige, braune, limonitisch verwitterte, gebankte Quarz-Sandsteine, gelegentlich mit Pflanzenhäcksel, die entlang von glänzend schwarzen Flächen spalten und in eckige Stücke zerfallen. Gerade schon auf ÖK 65 Mondsee gelegen, findet sich auch knapp oberhalb der Mündung des Wilden Grabens in den Äußeren Weißenbach bei einer Brücke ein dunkelgrauer Karnkalk-Aufschluss mit Muschelbänken, wobei auch hier die Schafbergmuschel auffällig ist.

80 Hauptdolomit

Im Allgemeinen weist der meist gut gebankte Hauptdolomit eine hellgraue Farbe auf; oft bricht er „grusig“-scharfkantig. Gelegentlich finden sich auch feinklammige Lithologien vom Typ der Loferite. Die größte Verbreitung zeigt er am Kartenblatt-Südrand, wo er, durch das „karnische Band“ getrennt, dem Wettersteindolomit im Hangenden folgt. Auch der Hauptdolomit verwittert zu kleinstückigem Grus und seine Auflockerungszonen bilden in der Landschaft oftmals leicht als „Schotter“ abbaubare Schutthalden oder aber stark zerklüftete Felsformationen mit bizarren Türmchen wie z.B. in der Kaltenbachwildnis am Traunseinfuß oder im Graben der Dürren Pöllitz (auch „Pöllitz“) südlich des Weißenbachtals. Stellenweise sind dem beim Anschlagen mit dem Hammer häufig bituminös riechenden Hauptdolomit schwarze, manchmal mergelige bituminöse Lagen oder Schichtbestege eingeschaltet bzw. können auch mehrere Meter mächtige Partien vom Typ der Seefelder Schichten vorkommen. So steht z.B. an der Sulzgraben-Forststraße etwa 100 m nördlich des Sulzgrabens ein z.T. schön laminiertes und beim Anschlagen stark bituminös riechender Hauptdolomit mit bis zu mehr als 5 mm dicken Bitumenmergel-Bestegen an. An der Mündung des Tiefengrabens in den Traunsee sind nach WEBER (1960) dem Hauptdolomit dunkelgraue oder bräunlichgraue, muschelartig brechende Mergel mit weichen, Pyrit führenden Lagen eingeschaltet.

79 Plattenkalk

Unter Plattenkalk wird im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen eine kartierbare Einheit verstanden, die zwischen dem Hauptdolomit und den liegenden Anteilen des Dachsteinkalks vermittelt, das heißt, eine meist sehr gut im dm-Bereich gebankte Wechselfolge von Dolomit und Kalkstein von norischem Alter. Die dolomitischen Partien sind häufig feinklammig vom Typ der Loferite. Die kalkigen Bänke sind nicht vom Dachsteinkalk zu unterscheiden, wobei auch die typischen herzförmigen Querschnitte von Megalodonten („Kuhtritte“ bzw. „Dachsteinmuschel“) nesterweise angehäuft vorkommen. Von ABEL & GEYER (1922) bzw. GEYER & ABEL (1922) wird diese Formationsbezeichnung auch im Mittelteil der

Nördlichen Kalkalpen verwendet, wobei bereits GEYER (1917) und vor allem PIA (1940) auf die Ähnlichkeit dieses Gesteins mit dem Dachsteinkalk hinweist und Letzterer am Sinn einer Trennung dieser beiden lithofaziellen Einheiten zweifelt; dieser Meinung schließt sich auch der Autor an.

78 Dachsteinkalk

Gebankter, lagunärer Dachsteinkalk überlagert vor allem im südöstlichen Kartenblattbereich den Hauptdolomit bzw. Plattenkalk; massiger Dachstein-Riffkalk ist hingegen nicht bekannt. Der gebankte lagunäre Dachsteinkalk des Steinbruchs der Fa. Gmundner Zement südlich von Ebensee wurde von WEGERER (1998) faziell und biostratigraphisch untergliedert; loferitische Bereiche (Algenstromatolithe) fehlen hier. In die im Meter- bis Zehnermeter-Bereich gebankte liegende (norische) Dachsteinkalk-Folge sind grünlichgraue bis rötlichgraue Foraminiferen führende, cm-dicke Mergellagen eingeschaltet. Diese werden von mehrere Meter mächtigen schwarzen Mergeln und Mergelkalcken der Kössener Schichten mit *Rhaetavicula* sp. überlagert. Der hangende, rhätische Dachsteinkalk des Ebenseer „Hatschek-Steinbruchs“ ist im Meter-Bereich gebankt und zeigt bis zu 0,5 m mächtige rote und grüne Mergel-Zwischenlagen. Auch die „Leitforaminifere“ des rhätischen Dachsteinkalks, *Triasina hantkeni* MAJZON, konnte nachgewiesen werden.

Auch im Kern der Lias-Rotkalk-Großfalten-Struktur des Erlakogels tritt dickgebankter lagunärer Dachsteinkalk mit häufigen Megalodonten-Schnitten und *Triasina hantkeni* MAJZON sowie Einschaltungen von stromatolithischen Dolomit-Laminiten („Loferiten“) auf. Von GEYER (1911) wurden aus diesem Bereich auch bräunliche, Pflanzenhäcksel führende Mergelschiefer-Zwischenlagen im Dachsteinkalk bekannt gemacht, die schlecht erhaltene Reste von Koniferen zeigen.

77–75 Kössen-Formation

Eine Besonderheit des westlichen Toten Gebirges sind Einschaltungen von Kössener Schichten in die höheren Anteile des Dachsteinkalks. Es handelt sich dabei um mittel- bis dunkelgraue, mehr oder weniger mergelige Kalke und graue bis schwarze Mergel. ZAPFE (1949) beschreibt eine relativ artenreiche aber nicht allzu gut erhaltene Makrofauna des Vorkommens „Gschliff“ in den Kössener Schichten des Eibenbergs; diese wird von Muscheln und Brachiopoden dominiert. TATZREITER (1980) ergänzt dazu die lithologische Beschreibung. Auch dem Dachsteinkalk im Steinbruch der Fa. Gmundner Zement in Ebensee sind im höheren Abschnitt feinstückige, schwarzgraue Kössener Tonschiefer eingeschaltet (WEGERER, 1998; WEGERER & GAWLICK, 1998).

74 Hierlatzkalk

Die lithologisch abwechslungsreiche Entwicklung des Unterjura im Gebiet des Erlakogels ist zweifellos eine der mächtigsten in den gesamten Nördlichen Kalkalpen, wobei insbesondere Crinoiden in gesteinsbildender Häufigkeit vorkommen können; stellenweise fällt aber auch der Reichtum an Brachiopoden auf (SIBLIK, 2004). Im Gipfelbereich findet sich in weißen, manchmal blaßrot geflammten biodetritischen Kalcken sowie in roten Mikriten eine reiche Brachiopodenfauna von Ober-Sinemurium-Alter. In topographisch niedrigerer Position stehen weiße und rosarote Crinoiden-Biosparite vom Typ Hierlatzkalk an, die eine Brachiopoden-Vergesellschaftung des Pliensbachium aufweisen. An mehreren Unterjura-Vorkommen im Kartenblattbereich gelangen SIEBER (1978) stratigraphisch aussagekräftige Makrofossilfunde. Der Hierlatzkalk des Steinbachgrabens bei Neukirchen liegt direkt dem Dachsteinkalk auf und führt eine Brachiopodenfauna, u. a. mit der charakteristischen *Linguithyris aspasia* (ZITTEL), die nach SIBLIK (1993, 1999) sehr wahrscheinlich der Marmorea-Zone des unteren Unterjura angehört.

PIA (1940) erwähnt vom Nordhang des Rabensteins einen „weißen, etwas kristallinen Bivalvenschillstein mit *Posidonia alpina*“. Das bedeutet, dass wohl auch die „Posidonienschichten“ des Mitteljura (Bathonium) auf dem Kartenblatt vorhanden sein dürften.

73 Adnet-Formation

Obwohl rote Unterjurakalke auf unserem Kartenblatt relativ häufig vorkommen, finden sich typische Adnet-Kalke, d.h. rote Cephalopoden führende mikritische (Knollen)kalke, eher nur untergeordnet. Von HAUER (1853) wurde aus dem Adnet-Kalk des „Rinnbachrechens“ östlich von Ebensee eine artenarme Ammonitenfauna veröffentlicht.

72 Allgäu-Formation

Gut geschichtete hell- bis mittelgraue, seltener bräunlichgraue Fleckenkalke und -mergel mit Einschaltungen von kieseligen Kalken finden sich am Nordfuß des Zirlerbergs. WEBER (1960) berichtet über spärliche Funde von Ammoniten (*Amaltheus margaritatus* MONTFORT und *Harporceras* sp.) sowie von Ostracoden in den Schlämmrückständen; ein oberes Unterjura-Alter scheint demnach wahrscheinlich.

71 Kieselkalk

Gebankte, graue, bräunlich anwitternde kieselige Kalke zeigen gelegentlich auf den Schichtflächen herausgewitterte Schwammnadeln; deshalb auch die Bezeichnung „Spongienlias“. Das Vorkommen dieses Lias-Kieselkalks ist auf den Zirlerberg-Nordfuß bzw. auf den südlichen Gschlieflgraben beschränkt.

70 Grünanger-Formation

Gute Aufschlüsse der ungeschichteten, dicht gepackten und gut verfestigten Grünanger-Brekzie finden sich im Steinbruch Karbach am Traunsee-Ostufer (MANDL & HOFMANN, 1993). Das schlecht kornsortierte Komponentenspektrum der Brekzie besteht aus Gesteinskomponenten, die aus der unmittelbaren Umgebung umgelagert wurden, wie Dolomitklasten des Plattenkalks, Dachsteinkalk und Hierlatzkalk. Das Bindemittel zwischen den Komponenten, die Korngrößen im cm- bis dm-Bereich aufweisen – selten kann man sogar Blöcke bis zu 2 m Durchmesser beobachten – bildet ein Rotschlamm. Wo die Grünanger-Brekzie unmittelbar dem Hierlatzkalk auflagert, bestehen auch die Brekzien-Komponenten sowie die tonige Matrix überwiegend aus diesem; eine scharfe Abgrenzung der beiden Gesteine ist dann nicht möglich. Auch die Grenzziehung zum überlagernden Tressenkalk ist stellenweise fließend. Hingegen sind die Kontaktbereiche zu den überlagernden Oberalmer Schichten scharf ausgeprägt, wobei auffällt, dass im Bereich des Steinbruchs Karbach der Radiolarit-Horizont der Ruhpolding-Formation fehlt.

69 Ruhpolding-Formation

Kieselkalk und Radiolarit wohl des unteren Malm (Oxfordium) findet sich in der Schichtfolge des Zirlerbergs; eine biostratigraphische Absicherung der Alterseinstufung dieser hier nur geringmächtigen Kieselkalk/Radiolarit-Folge steht noch aus. Auch am Weg zum Erlakogel-Gipfel finden sich im oberen Abschnitt gelegentlich Lesesteine von Radiolarit.

68 Plassenkalk, Tressenkalk

Im Bereich des Kartenblattes ist der hellbeige oder weiße Plassenkalk meist massig entwickelt und auf das Gebiet Karbach – Hochlindach am Traunsee-Ostufer beschränkt. Im Dünnschliff zeigt er eine sehr charakteristische Mikrofauna und -flora (MANDL & HOFMANN, 1993). Seit 1890 wurde Plassenkalk von der Fa.

Solvay Österreich GmbH als Grundstoff für diverse chemische Produkte, insbesondere für die Soda-Erzeugung, abgebaut. Im Jahr 2004 musste dieser traditionsreiche Betrieb seine Produktion in Österreich einstellen. Gegen Norden zu, d.h. in Richtung der abgesenkten Schollen, geht der Plassenkalk in die Riff-schutthalde des Tressensteinkalkes über und nimmt somit eine vermittelnde Position zur Oberalm-Formation des tieferen Beckenbereiches ein.

67 Oberalm-Formation

Hell- bis mittelgraue feinkörnige, meist Hornstein führende und gut gebankte fleckenmergelige Kalke der Oberalmer Schichten (Oberjura: Kimmeridgium–Tithonium) sind im Bereich des Hochlindach geringmächtig und kleinräumig aufgeschlossen. Im Dünnschliff zeigen sich in den Aptychenkalen Fragmente von Radiolarien und Schwammnadeln. Diesen pelagischen Oberalmer Kalke sind aber auch Bänke von gut sortierten Pack- bis Grainstone-Kalke zwischengeschaltet. Das sind allodapische Barmsteinkalk-Einschaltungen mit einer umgelagerten, charakteristischen Seichtwasser anzeigenden Foraminiferenfauna (z.B. *Conico-spirillina basiliensis* und *Nautiloculina oolithica*).

Weiters finden sich Aufschlüsse von wenige Meter mächtigen roten Tithon-Flaserkalke an der Seeleiten am Vorderen Langbathsee, bei Traunkirchen und am Traunsee-Ostufer.

66 Schrambach-Formation, Roßfeld-Formation

Die pelagische Aptychenkalk-Entwicklung der Oberalmer Schichten setzt sich in der Unterkreide der Langbathzone mit dünnbankigen, hellgrauen (Fleckenmergel)-Kalke fort. Bereits PIA (1912) erwähnt den gelegentlichen Reichtum an Cephalopoden in den neokomen Sedimenten der Hölleengebirgs-Umrahmung.

SCHÖLLHORN & SCHLAGINTWEIT (1990) gelang der Nachweis von bis zu 1,5 m mächtigen allodapischen Urgonkalk-Zwischenlagen in den hochgeschuppten jüngeren Neokommern der Langbathzone (wohl Äquivalente der Tannheimer Schichten) im oberen Klausgrabenbach. Mit Hilfe von Foraminiferen-Assoziationen konnte für die dunkelgrauen, leicht blaugrauen Kalkmergel und Mergel ein Aptium-Alter bzw. auch der Aptium/Albium-Grenzbereich belegt werden. Die allodapischen grauen oder gelblichen, biogenreichen Urgonkalk-Bänke umfassen verschiedene Mikrofaziestypen, wie auch die charakteristischen Kalkalgen-Foraminiferen-Intrabiomikrite/sparite bzw. Grain- bis Rudstones.

Am Nordfuß des Farnaugupfes westlich von Traunkirchen treten nach GEYER & ABEL (1922) im Hangenden der lichtgrauen Neokommern auch dunkle Mergelschiefer und Sandsteine vom Typ der Roßfeld-Formation auf; ihre Altersstellung ist noch unbekannt.

Aus den weichen, bröckeligen, gelblich-braunen, feinkörnigen Sandsteinen der Roßfeld-Formation des etwa 1 km südlich von Traunkirchen gelegenen Siegesbachgrabens veröffentlichten VASICEK & SUMMESBERGER (2004) eine schlecht erhaltene Ammoniten-Assoziation des frühesten Aptium.

65 Losenstein-Formation

In unserem Gebiet sind drei schlecht aufgeschlossene Bereiche von überwiegend grobkörnigen Konglomeraten bzw. Brekzien am unmittelbaren Nordrand der Langbathzone aufgeschlossen. Den Formationsnamen Losenstein-Formation prägte KOLLMANN (1968) für eine Schichtserie aus sandigen Schiefern, Sandsteinen und grobkörnigen Konglomeraten bzw. Brekzien, wobei ein Albium-Cenomanium-Alter dieses früher als „Randcenoman mit exotischen Geröllen“ bezeichneten voralpinen Schichtglied fossilbelegt ist. Im oberen Aurachtal bilden die Losensteiner Schichten einen schmalen Sedimentstreifen, der zwischen den Rhenodanubischen Flysch bzw. das Ultrahelvetikum und die Langbathzone eingeschaltet ist. Dabei handelt es sich nach BRANDLMAYR (1995) um eine

Wechselfolge von dunkelgrauen, quarz- und glimmerreichen Sandsteinen mit dunkelgrauen Mergeln bzw. Tonmergeln. Immer wieder sind rote Sandstein-, Mergel- und Ton-Lagen zwischengeschaltet, die aber nur wenige dm bis zu einem Meter mächtig sind. Sedimentstrukturen und Spurenfossilien deuten auf turbiditische Sedimentation. Gegen das Hangende nehmen die Sandsteinbänke zugunsten mergeliger Bereiche an Mächtigkeit ab.

64 Ältere Anteile der Gosau-Gruppe

Seit langem ist der Fossilreichtum der Gesteine der Unteren Gosau-Subgruppe des Eisenbachs am Traunsee-Ostufer bekannt, wobei die Schichtfolge vor allem von grauen Mergeln mit Sandstein-Zwischenlagen dominiert wird. Neue mikropaläontologische Untersuchungen (SCHLAGINTWEIT et al., 2003; HRADECKA et al., 2005) belegen ein Mittel-Turonium Alter (Nanno-Zone UC8b bzw. *Marginotruncana-schneeegansi*-Foraminiferen-Zone) des tieferen Abschnitts dieser Ablagerungen. Das Turonium-Alder wird weiters durch das Vorkommen der Ostrakodenart *Dordoniella turonensis* DAMOTTE sowie durch Angiospermen-Pollen der Gattung *Trudopollis* gestützt. István SZENTE (freundl. mündl. Mitt.) bestimmte aus diesen Mergeln eine reiche, kreidig erhaltene Bivalvenfauna: *Nucula* sp., *Protocardia* (*P.*) *hillana* (SOWERBY, 1813), *Cardiidae* gen. et sp. indet., *Astarte* s.l. cf. *similis* (MÜNSTER in GOLDFUSS, 1837), *Pholadomya* sp., *Inoperna flagellifera* (FORBES, 1846), *Pinna* cf. *cretaea* (SCHLOTHEIM, 1813), *Glycymeris* sp. und *Entolium?* sp. Diese Bivalven-Fauna wird von *Protocardia* (*P.*) *hillana* (SOWERBY, 1813) dominiert und spricht für einen vollmarinen Weichboden-Lebensraum.

Ein altbekannter Fundpunkt von kreidig erhaltenen „Turmschnecken“ (*Omphalia kefersteini* und *Nerinea buchi* der alten Literatur) liegt direkt an der Blattgrenze zu ÖK 67 Grünau im Almtal in Schwarzschiefern bei einer Brücke über den Eisenbach (Monographie von ZEKELI, 1852; siehe auch WEBER, 1960, WEIDINGER, 1999, 2001), wobei das Fossilien Sammeln in diesem Gebiet neuerdings auch geotouristisch von der Gemeinde Traunkirchen „vermarktet“ wird.

Neben den vollmarinen Ablagerungen finden sich in der Schichtfolge des Eisenbaches auch Hinweise auf limnische und brackische Ablagerungen: Ein Teil der Schwarzschiefer der Eisenbach-Gosau dürfte Brackwasser-Ablagerungen darstellen, wie auch bereits Kühn (1965) anmerkt. N.N. (1880) und KOCH (1898) berichten über Steinkohle-Flözchen, die in Notzeiten auch im kleinsten Stil abgebaut wurden. RANTITSCH et al. (1995) schlussfolgern aufgrund der Elementverhältnisse, dass diese Gosau-Kohlen in einem limnischen Ablagerungsraum unter schlecht durchlüfteten, anaeroben Bedingungen entstanden sind. Eine Rarität sind Funde von Bernstein in den kohlelepartikelreichen Mergeln, die schon von REUSS (1851) erwähnt werden.

Ein weiteres Gosauvorkommen auf Blatt Gmunden bilden bunte Mergel und Sandsteine, die im Bereich des Steinbruchs Karbach-Hochlindach nach MANDL & HOFMANN (1992) gelegentlich dem Plassenkalk auflagern oder aber entlang von Brüchen in die umgebenden Kalke eingeklemmt sind. Ein biostratigraphischer Nachweis des Alters dieser Gesteine ist bislang nicht gelungen. Die markante Dominanz von Chromspinell im Schwermineralspektrum ist jedoch charakteristisch für siliziklastische Gesteine der Tieferen Gosau-Subgruppe.

Westlich von Ebensee, im Wald zwischen der Jagdhütte Haselwaldstube und dem Gsöll-Sattel, ist bereits seit PIA (1912) ein ausgedehntes Vorkommen exotischer Gerölle bekannt. Auffallend sind dort auch kleine Ausbisse von stark verwitterten Rotlehmen sowie von grauen Lehmen unklarer Provenienz. Die gut gerundeten exotischen Gerölle sind meist mehrere cm groß, erreichen aber auch dm-Größe. Mit ihnen gemeinsam finden sich gelegentlich beige-gelbe Muschel-Lumachellen-Kalke. Nach freundlicher Mitteilung von Ralf SCHUSTER besteht ein großer Teil der exotischen Gerölle aus undeformierten Quarzporphyren. Derartige Gerölle leiten sich vermutlich von permischen Vulkaniten her und sind typische Exotika der Unteren Gosau-Gruppe. FRIEDEL (1980) betont, dass sich im

Geröllspektrum dieser Konglomerate auch reichlich Grüngesteins- und Gneisgeröllen finden und mutmaßt, dass ihr Vorkommen an die „Trauntalbegleitstörung“ gebunden ist.

3.2. Rhenodanubikum

63 Tristel-Formation

Die Tristel-Formation ist durch das Vorherrschen von turbiditischen Kalkbänken charakterisiert, die bis zu 0,5 m mächtig werden können. Zwischen diesen Hartbänken liegen oft Tonmergellagen, die sich durch ihre mittel- bis dunkelgraue Farbe deutlich von den Mergellagen der jüngeren Zementmergelerde unterscheiden. Die besten Aufschlüsse wurden im südwestlichen Teil der Flyschzone gefunden, im Einschnitt des Stubenbaches und der westlich davon verlaufenden Forststraße. Das Unterkreidealter (Barremium?) der Formation ist dort mit kalkigem Nannoplankton (*Nannoconus steinmannii*, *Micrantolithus hoschulzii*, *Diazomantolithus lehmannii*) belegt.

62 Gaultflysch

Die besten Aufschlüsse von Gaultflysch wurden im Norden der Flyschzone gefunden und zwar im südlichen Rahmen des Ultrahelvetikumfensters vom Oberhehenfeld. Dort dominieren dunkelgraue turbiditische Tonmergel, die mehrfach Nannofloren mit *Nannoconus truttii* lieferten, der das Albium belegt. Daneben sind deutliche Lagen von grünen, stark bioturbaten nichtturbiditischen Tonsteinen erkennbar, die mit den dunkleren Tonmergeln wechsellagern. Den wenigen dünnen, kieseligen Hartbänken fehlen durchwegs die Basalabschnitte der Bouma-Sequenzen.

61 Untere Bunte Mergel

Die Unteren Bunten Mergel kommen nur als tektonisch verschürfte Reste auf Blatt Gmunden vor. Der beste Aufschluss wurde im Süden des Kartenblattes, im östlichen Oberlauf des Weidenbaches angetroffen. Dort stehen geringmächtige rote und graue Tonsteine und Mergel an, in die sich nur selten dünne Siltsteinbänckchen einschalten. Die Mergel lieferten eine kalkige Nannoflora der *Eiffellithus-turriseiffelii*-Zone (CC9), welche den Grenzbereich Albium/Cenomanium umfasst (EGGER, 1993).

60 Reiselsberg-Formation

Die dickbankigen Quarz-Glimmer-Sandsteine der Reiselsberg-Formation kommen tektonisch reduziert in den Rahmen der Ultrahelvetikumfenster vor. Die besten Aufschlüsse wurden im östlichen Oberlauf des Weidenbaches angetroffen, an der Forststraße südlich der Hubertushütte. Dort schalten sich im unteren Abschnitt der Reiselsberg-Formation zwischen die Sandsteinbänke bereits rote Pelitlagen ein, die zu den liegenden Unteren Bunten Mergeln überleiten. Aufgrund des fast völligen Fehlens karbonatischer Pelitgesteine konnten aus der Reiselsberg-Formation keine altersweisenden Fossilien gewonnen werden. Das Alter ergibt sich durch die Einstufungen der liegenden und hangenden Formationen und kann damit als Unter-Cenomanium bis Mittel-Coniacium angegeben werden.

59 Seisenburg-Formation

Die bis zu 50 m mächtige Seisenburg-Formation besteht aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänckchen wechsellagern. Zahlreiche gut erhaltene Nannofloren belegen, dass diese Formation bis ins Unter-Campanium (Zone CC 18) hinaufreicht; die Untergrenze ist biostratigraphisch schwer zu erfassen, liegt aber vermutlich im Mittel-Coniacium

(Zone CC14). Die besten Aufschlüsse auf Blatt Gmunden wurden entlang einer neuen Forststraße nördlich des Hongar angetroffen, wo die Seisenburg-Formation die Basis einer Überschiebung bildet.

58 Zementmergelserie (Röthenbach-Subgruppe)

Unter dem Begriff „Zementmergelserie“ wurden in Österreich und Bayern unterschiedliche Schichtfolgen zusammengefasst. Um diese verwirrende Situation zu beenden, schlugen EGGER & SCHWERD (in Vorbereitung) vor, den Begriff „Zementmergelserie“, der ohnehin nicht den lithostratigraphischen Nomenklaturregeln entspricht, durch den neuen Begriff Röthenbach-Subgruppe zu ersetzen. Diese Subgruppe umfasst drei Formationen: die dünnbankige Piesenkopf-Formation an der Basis (diese wurde von PREY in zahlreichen Arbeiten als „Zementmergelbasisschichten“ bezeichnet), die Kalkgraben-Formation und die Hällritz-Formation. Gemeinsam ist diesen Formationen der hohe Anteil an karbonatischen Turbiditen, die vom Unter-Campanium (kalkige Nannoplanktonzone CC18) bis Mittel-Campanium (Zone CC21) abgelagert wurden. Die nach oben dickbankiger werdende Abfolge von hellgrauen Karbonatturbiditen kann auf Blatt Gmunden eine Mächtigkeit von etwa 300 m erreichen und baut oft verhältnismäßig steile Hänge und auch Geländerippen auf.

57 Perneck-Formation

Die Perneck-Formation besteht aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Die Mächtigkeit der Formation kann bis zu 50 m betragen. Oft lassen sich daraus relativ gut erhaltene kalkige Nannoplanktonflore nachweisen, die durchwegs die *Uniplanarius-trifidus*-Zone (CC22) des unteren Ober-Campaniums belegen.

56–53 Altlenzbach-Formation

Bedingt durch ihre große Mächtigkeit von etwa 1300 m baut die Altlenzbach-Formation die größten Flächen innerhalb der Flyschzone auf. Ihre stratigraphische Reichweite geht vom unteren Obercampanium bis ins Paleozän. Das Leitgestein der Formation sind mittel- bis grobkörnige, matrixarme Quarz-Glimmer-Sandsteine. Daneben gibt es aber eine Vielzahl anderer Gesteine, die oft eine



Abb. 9.
Ein Spurenfossil unbekannter Art aus der Altlenzbach-Formation vom Pinsdorfberg.
Sammlung NUSSBAUMER.

Untergliederung in mehrere Subformationen ermöglichen (EGGER, 1995). Die Schüttung des Materials erfolgte vermutlich aus Norden, aus einer Anzahl verschiedener Schüttungszentren (EGGER et al., 2002).

56 Roßgraben-Subformation

Diese bis etwa 100 m mächtige Einheit ist gekennzeichnet durch das starke Vorherrschen von mittel- bis dickbankigen hellglimmerreichen Sandsteinbänken. Diese braun anwitternden Arenite und matrixarmen (<10 %) Wacken zeigen verhältnismäßig gute Verwitterungsresistenz, allerdings kann öfters ein Aufspalten der Bänke in dezimeterdicke Platten beobachtet werden. Die bis 3 m dicken Sandsteinbänke wurden früher in mehreren kleinen Steinbrüchen (z.B. am Pinsdorfberg und auf der gegenüberliegenden Seite des Aurachtales) als Bausteine gewonnen. In anderen Abschnitten der Flyschzone, z.B. auch auf dem benachbarten Blatt 67 Grünau, wurden einzelne Sandsteinbänke der Roßgraben-Subformation für die Herstellung von Mühlsteinen und Schleifsteinen abgebaut. Zwischen den Sandsteinbänken treten in den Bankfugen gelegentlich dünne Tonsteinlagen auf.

55 Ahornleiten-Subformation

Diese Subformation der Altenglach-Formation ist durch das Vorherrschen von kalkreichen Turbiditabfolgen (Sand- und Siltkalke; scherbüchelig brechende Kalkmergel) charakterisiert, die sehr ähnlich jener der Röthenbach-Subgruppe („Zementmergelserie“) sind und zur Verwechslung mit dieser Einheit führen können. Allerdings sind in die Ahornleiten-Subformation immer wieder auch siliziklastische Sandsteinbänke eingeschaltet. Weiche Tonsteine und Tonmergel sind nur untergeordnet entwickelt.

Die bis zu 400 m mächtige Ahornleiten-Subformation wird im großen Steinbruch am Pinsdorfberg für die Zementherstellung abgebaut.

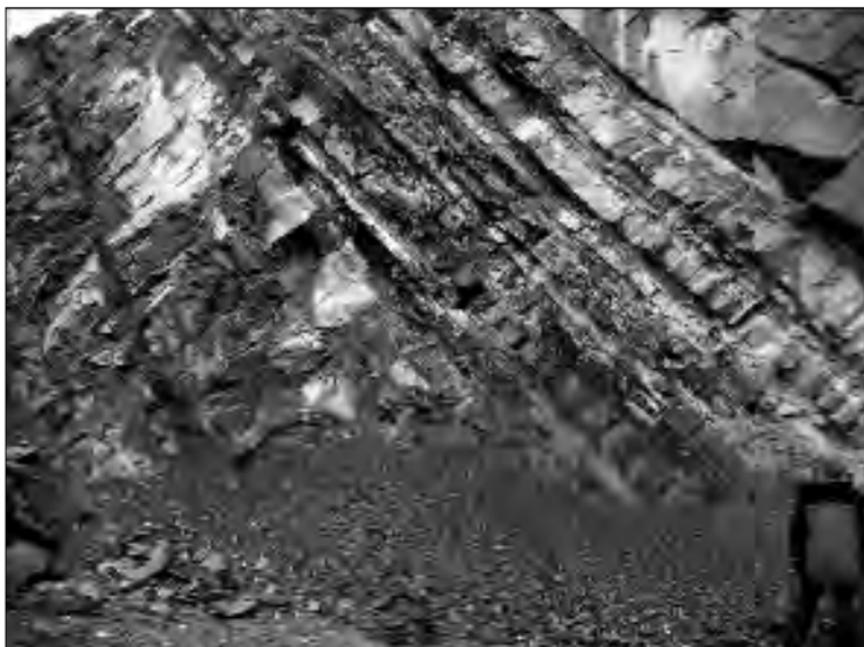


Abb. 10.
Ahornleiten-Subformation im Steinbruch der Gmundner Zement GmbH am Pinsdorfberg bei Gmunden.

54 Acharting-Subformation

Relativ weiche, mittelgraue turbiditische Tonmergel sind neben den siliziklastischen Sandsteinbänken das Leitgestein der bis zu 800 m mächtigen Acharting-Subformation. In diesem Profilabschnitt kommen auch matrixreiche Sandsteine vor, die rasch verwittern und dann kaum mehr diagenetisch verfestigt sind („Mürbsandsteine“). Im Obermaastricht treten einige wenige in die Schichtfolge eingeschaltete Kalkmikritbänke auf, die bis 0,5 m mächtig werden können.

Die jüngsten Anteile der Acharting-Subformation, und damit der Altlenzbach-Formation, konnten auf Blatt Gmunden südlich von Aurach am Hongar, im Grabeneinschnitt östlich des Weilers Halbmoos in 520 m Seehöhe gefunden werden, wo mit der *Discoaster-multiradiatus*-Zone (NP9) des Thanetiums die jüngste Nannoplankton-Zone des Paläozän gefunden wurde (EGGER, 1993).

Ein weiteres schönes Paläozänvorkommen wurde im Unterlauf des Miglbaches bei Weyregg entdeckt, und zwar knapp südlich der Straßenabzweigung nach Schöbering, wo kalkiges Nannoplankton die *Chiasmolithus-danicus*-Zone (NP3) des höheren Daniums belegt (EGGER, 1992).

3.3. Ultrahelvetikum

Die eindeutige paläogeographische Zuordnung von Gesteinen zum Helvetikum oder Ultrahelvetikum ist oft schwierig, da es Faziesübergänge zwischen den helvetischen Schelfsedimenten und den ultrahelvetischen Hangsedimenten gibt. So wird z.B. die Kressenberger Fazies mit ihren Nummuliten führenden limonitreichen Kalksandsteinen und paläogenen Mergelvorkommen von manchen Autoren zum Südhelvetikum gerechnet, von anderen dagegen zum Nordultrahelvetikum (s. Diskussion in PREY, 1975). Diese Fazies, die im oberen Gschlifgraben (bereits ÖK 67 Grünau) ihr östlichstes Vorkommen hat, wird auf Blatt Gmunden dem Ultrahelvetikum zugerechnet.

Auf eine Unterscheidung zwischen Nord- und Südultrahelvetikum wurde verzichtet, da die starke kleinräumige Verschuppung diese ohnehin schwierige Abgrenzung unmöglich macht. So beschreibt z.B. JANOSCHEK (1964) vom Oberlauf des Auracher Weidenbachs ein winziges Vorkommen von lutetischem Nummulitenkalksandstein, das in oberkretazische Mergel eingeschuppt ist. Sämtliche ultrahelvetischen Pelitvorkommen wurden auf Blatt Gmunden als Buntmergelseerie ausgeschieden.

52 Gresten-Formation

Die Vorkommen dieser Formation im Gschlifgraben werden detailliert von PREY (1983) beschrieben. Es handelt sich vor allem um grobkörnige Sandsteine, die oft auch Gerölle und Blöcke führen können. Diese groben Komponenten werden vor allem von Granitoiden mit roten Feldspäten, viel seltener auch von Granatglimmerschiefer gebildet. Ammoniten- und Gryphaeenfunde aus den Sandsteinen belegen ein Unterjuraalter.

51 Lithothamnienschuttkalk

Der weiße Kalk steht im Trauntal südlich von Laakirchen an, wo er von PREY (1984) genau beschrieben wurde. Der Kalk besteht vor allem aus dichtgepackten, kalkig zementierten Lithothamnienkügelchen, neben denen untergeordnet auch Nummuliten, Bryozoen und Echinodermenreste auftreten. Neben diesem Biogenschutt führt er graue gerundete Quarzkörner (bis 0,5 mm Durchmesser) und Glaukonitkörner, die auch lagenweise angereichert sein können. Der Lithothamnienschuttkalk ist eine Einschaltung im Stockletten aus dem Grenzbereich Eozän/Oligozän (*Istmolithus-recurvus*-Zone, NP19/20).

50 Buntmergelserie

Die Buntmergelserie besteht aus einer stark verschuppten Abfolge von Tonmergeln, Kalkmergeln und Mergelkalk.

Ihre ältesten Anteile wurden im Südteil der Flyschzone, im Einschnitt zwischen Miesenberg und Kraiberg entdeckt. Dort stehen im Oberlauf des Weidensbachs, ca. 100 m westlich der Kote 814 (Koordinaten des Fundpunktes: 0472150/0302575), dunkelgraue bis schwarze Mergel in bis zu 10 m langen Aufschlüssen an. Die dunkle Farbe geht auf hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (bis zu 1,55 Gew.%) zurück. Eine reiche von I. DRAXLER bestimmte Sporen- und Dinoflagellatengesellschaft (EGGER, 1994) belegt ein Albiumalter dieser Gesteine.

Die besten Aufschlüsse von oberkretazischer Buntmergelserie wurden im Schönbach südöstlich von Schörfling angetroffen. Dort stehen in einem Prallhang rote und gelbgraue Mergel an, die sehr reiche Foraminiferenfaunen des Ober-Campaniums und des Unter-Maastrichtiums lieferten (HRADECKA & LOBITZER, 2003). Nachgewiesen wurden die *Globotruncanita-calcarata*-Zone, die *Globotruncanella-havanensis*-Zone und die *Globotruncana-gansseri*-Zone.

Rote und graue Mergel des Unterpaleozän (*Cruciplacolithes-tenuis*-Zone) kommen im Ultrahelvetikumfenster SE von Aurach am Hongar vor (EGGER, 1993). Im Oberhefenfeld südöstlich von Schörfling wurden im Graben westlich vom Gehöft Geiner (Fundpunkt: 0469850/0309400) mittelgraue, schwach siltige Mergel beprobt, die eine reiche bathyale Foraminiferenfauna (det. F. RÖGL) und Nannoplanktonflora des Thanetium enthielt, die eine Zuordnung in die *Planorotalites-pseudomenardii*-Zone bzw. in die *Heliolithus-riedelii*-Zone (NP8) ermöglichte (EGGER, 1994). In ähnlichen grauen Mergeln, die nördlich des Aurachtales, im Herbstau- graben in 620 m Seehöhe an einem rechtsseitigen Prallhang anstehen, wurde die kalkige Nannoplanktonzone NP 9 (*Discoaster-multiradiatus*-Zone), und damit das jüngste Paleozän, nachgewiesen.

Das Untereozän konnte in den Helvetikumfenstern auf Blatt Gmunden nicht nachgewiesen werden. Am Nordrand der Flyschzone, im Trauntal südlich von Laakirchen, und am Südrand der Flyschzone, im Gschlifgraben, beschreibt PREY (1983 und 1984) Nummulitenkalke des Ypresiums (*Tribrachiatus-orthostylus*-Zone = NP11 und *Discoaster-lodoensis*-Zone = NP12). Das Mitteleozän ist im Trauntal durch graue, Feinsand führende Mergel vertreten, die zu den *Clavulinoides-szabo*-Schichten zu rechnen sind. Aus diesen wurden die kalkigen Nannoplanktonzonen NP12 (*Discoaster-lodoensis*-Zone), NP14 (*Discoaster-sublodoensis*-Zone) und NP15 (*Chiasmolithus-gigas*-Zone) nachgewiesen.

Darüber folgen bis etwa an die Wende Eozän/Oligozän (*Istmolithus-recurvus*-Zone = NP19/20) verschiedene graue Mergel („Stockletten“).

3.4. Molassezone

49 Haller Schlier

Dieses Hauptgestein der dem Alpenrand unmittelbar vorgelagerten Molasse ist ein grauer, oft auch bräunlicher, von zahlreichen glimmerigen Feinsandsteinbänken durchsetzter Mergel, der mitunter bis wenige Millimeter große Quarzkörnchen, Glaukonit, Komponenten von grauem und grünem Phyllit, Biotit und Pflanzenhäcksel enthält. Südlich von Laakirchen ist der Haller Schlier am westlichen Ufer der Traun aufgeschlossen. Früher war er auch im Flussbett noch zugänglich und PREY (1984) konnte daraus Foraminiferenfaunen des Eggenburgium nachweisen.

48 Vöckla-Formation

Die untermiozäne Vöckla-Formation steht nur im äußersten Norden des Karntenblattes im Bereich der Mariannenhöhe an. Sie ist durch einen lebhaften late-

ralen und vertikalen Wechsel von pelitischen und sandigen Lagen gekennzeichnet, wobei in beiden Sedimenttypen häufig Bioturbation beobachtet werden kann.

3.5. Quartär

3.5.1. Altpleistozän

47 Quarzreicher Kies

Östlich der Ager bei Lenzing treten mächtige Kiese auf, die das Hügelland bei Obereck – Schönberg aufbauen. Kleinere derartige Reste finden sich noch westlich Timelkam, auf der Mariannenhöhe bei Puchheim und südlich Rutzenmoos. Es sind dies sandreiche, mittel- bis grobkörnige Kiese, die eine tief greifende Verwitterung zeigen, die bis in die liegenden Anteile zu veraschten Dolomiten und Geschiebeleichen führte. Neben wenigen Karbonaten und Sandsteinen der Flyschzone werden die Kiese von verwitterungsresistenten, durchwegs gut gerundeten Quarzen, Quarziten, Amphiboliten und Kristallin dominiert, die stellenweise bis zu 100% der Geschiebe ausmachen können. Die Kiese liegen einem welligen Sockel auf, der, meist durch Schutt und jüngere Ablagerungen verdeckt, nur südlich Dürnau und an der Mariannenhöhe zu Tage tritt (KRENMAYR, 1989).

Die Kiese stellen Reste einer ehemals weiter verbreiteten Schotterflur dar, die nördlich der Alpen entwickelt war. Sie wurde hauptsächlich aus wiederholt umgelagerten und Verwitterungsprozessen unterworfenen Kiesen des Kobernauber Waldes gebildet, die bei deren Erosion im Zuge der Tieferlegung des Drainagesystems zur Ablagerung kamen.

3.5.2. Günz

46 Erosionsniveau der Älteren Deckenschotter in quarzreichen Kiesen

Im Zuge der Akkumulation der Älteren Deckenschotter wurden durch Lateralerosion auch Teile (Buchberg) der altpleistozänen Kiese in den Terrassenkörper mit einbezogen.

45 Kies- und Sandkörper der Älteren Deckenschotter

Das nächsttiefere Niveau unter den quarzreichen Kiesen sind die Älteren Deckenschotter, die weiter im Osten die ausgedehnten lössbedeckten Schotterfluren der Traun-Ennsplatte bilden (vgl. KOHL, 2000). Im Bereich des Kartenblattes sind sie zwischen Sickingbach und Aurach am Fuß der Flyschzone entwickelt. Östlich der Aurach bilden sie die weit gespannte Ebene zwischen Aurachkirchen und Ober Nathal und dem Haselholz nördlich der jüngeren quartären Sedimente.

Die Älteren Deckenschotter haben auf dem Kartenblatt selbst keine Verbindung mit glazialen Sedimenten und wurden nach der Höhenlage ihrer Oberfläche, der Bedeckung mit Lösslehm und dem Grad ihrer Verwitterung mit den Kiesen der Traun-Ennsplatte gleich gestellt.

Es handelt sich durchwegs um grobe sandige Kiese, die in den liegenden Bereichen eine starke Präsenz von Quarzen, Quarziten und kristallinen Geschieben neben Karbonaten und Sandstein aufweisen. Zum Hangenden nimmt dann der Gehalt an den Geschieben der Kalkalpen und der Flyschzone stark zu. Diese Geschiebe stellen frisches Material dar, das offensichtlich im Zuge der ersten Großvereisung verstärkt aus dem Alpenkörper ins Vorland transportiert wurde. Die kristallinreichen, liegenden Anteile sind Reste der älteren Schotter, die durch Umlagerung aus den älteren Kiesen hervorgegangen oder als Erosionsreste derselben erhalten geblieben sind.

Die Älteren Deckenschotter zeigen tief greifende Verwitterung und verbreitet die Ausbildung Geologischer Orgeln (VAN HUSEN, 1999). An den Erosionsrändern

zeigen die Kiese auch eine tief reichende, oft sehr fortgeschrittene Talrandverkitung, die früher zur Anlage vieler kleiner Konglomeratabbaue führte, die heute weitgehend verfallen oder auch verfüllt sind (z.B. südlich Rutzenmoos).

3.5.3. Mindel

44 Kies- und Sandkörper der Jüngeren Deckenschotter und Vorstoßschotter

Nördlich von Laakirchen entwickelt sich im Vorfeld der Endmoränenwälle die Terrasse der Jüngeren Deckenschotter, die aus durchwegs groben, sandreichen Kiesen gebildet wird. Die Geschiebezusammensetzung wird von den Gesteinen der Kalkalpen und der Flyschzone dominiert, zu denen aber auch ein geringer Anteil von Kristallingeschieben kommt. Die Sedimente sind entlang der Bahnlinie aufgeschlossen und nach Süden bis unter die Endmoränen zu verfolgen, von denen sie sich durch eine bessere Sortierung und geringeren Schluffgehalt unterscheiden. Die Kristallingeschiebe sind hier wie auch weiter westlich neben Material aus den Niederen Tauern auch zu einem guten Teil aus dem Bereich des Ultrahelvetikums zu beziehen (VAN HUSEN, 1987).

Die Jüngeren Deckenschotter im Norden stellen somit die Fortsetzung der Vorstoßschotter dar. Der nur noch geringe Gehalt an Kristallingeschieben ist darauf zurückzuführen, dass im Bereich der Flussläufe (Traun) die Älteren Deckenschotter weitgehend erodiert waren und als Liefergebiet kaum noch in Betracht kamen. Es kam somit weitgehend frisches Kiesmaterial im Vorfeld der Gletscherzunge zur Ablagerung.

43 Endmoräne.

Die östlich Laakirchen austreichenden Endmoränenwälle sind das W-Ende der hohen Endmoränenwälle, die bei Rabelsberg einsetzen, das Becken von Gschwandt umschließend über Eisengattern – Rahstorf bis Laakirchen ziehen (KOHL, 2000; EGGER & VAN HUSEN, 2007).

Sie werden im Gegensatz zu den liegenden Vorstoßschottern von gröberen, blockreichen Kiesen aufgebaut, die auch nur vereinzelt Klassierung zeigen. An wenigen Geschieben waren noch Spuren von Kritzung zu finden. Die Geschiebe zeigen fallweise Spuren von Lösung und Korrosion, es waren aber in den wenigen Aufschlüssen entlang der Bahnlinie keine Beobachtungen über den Grad und die Tiefenwirkung der Verwitterung zu machen.

42 Grundmoräne

Westlich der Traun, auf der welligen Hochfläche bei Ruhsam – Kirchholz – Föding finden sich in den Äckern bei tief reichenden Pflugfurchen immer wieder neben den stark korrodierten Kalken auch frische Geschiebe, die noch Kritzung zeigen. In zwei Baugruben am Südrand der Siedlung Weinberg war unter einer rötlich braunen, mächtigen Verwitterungsschicht mit wenigen, verwitterungsresistenten Sandsteinen stark oxydiertes, wenig verwittertes Moränenmaterial aufgeschlossen. Hier fanden sich in der schluffig sandigen Matrix die Karbonatgesteinstypen aus dem ganzen Trauntal neben den wesentlich schlechter bearbeiteten Flyschsandsteinen. Die Kalke zeigten oft deutliche Kritzung.

Diese schluffig sandige Grundmoräne wurde offensichtlich abgelagert, als die Gletscherzunge, die die Wälle östlich der Traun bildete, hier nach Überwindung der Flyschauftragung bei Ohlsdorf nur noch eine dünne Eiskecke ausbildete, ohne eine Moräne bilden zu können. Der Schmelzwasserabfluss lag demnach wohl im Bereich des heutigen Traun- und wahrscheinlich auch des Aurachlaufes.

41 Staukörper am Eisrand

Im Bereich des Mühlbaches bei Traunkirchen entwickelte sich offensichtlich am Ende der Mindeleiszeit ebenso wie nach der Würmeiszeit ein ausgedehnter

Eisstaukörper, von dem ein Rest im Buchberg erhalten ist. Er wird von groben, sandreichen, gut konglomerierten Kiesen aufgebaut, die eine deutliche Bankung zeigen, die steil (20–25°) nach Osten zu einfällt. Aufgebaut werden die Konglomerate überwiegend aus Karbonatgeröllen, zu denen noch schlecht gerundete Flyschsandsteine kommen. Die Kiese zeigen eine weit fortgeschrittene Verwitterung (veraschte Dolomite, hohle Gerölle), die tief in den Sedimentkörper eingreift.

Wegen dieser sehr weit fortgeschrittenen Verwitterung wurden die Konglomerate der Mindel- und nicht der Rißeiszeit zugeordnet.

40 Mächtige Frostschuttdecke am Nordrand der Flyschzone

Von den tonmergelreichen Gesteinen der Alltengbach-Formation am Nordrand der Flyschzone ist jeweils zu den Kaltzeiten eine starke solifluidale Umlagerung der Verwitterungsprodukte ausgegangen. Entlang der Autobahn zwischen Aurach und Ager liegen Reste dieser Ablagerungen auf den Rücken und Kuppen der Älteren Deckenschotter. Sie haben sich hauptsächlich in der Mindeleiszeit gebildet und wohl eine schürzenartige Decke über den Älteren Deckenschottern gebildet, die nach Norden ausgreift. In weiterer Folge ist sie ebenso wie die Älteren Deckenschotter durch die kleinen Gerinne stark zerschnitten worden.

Ähnliche Ablagerungen finden sich auch um die Dürre Laudach auf ÖK 67 Grünau im Almtal (EGGER & VAN HUSEN, 2007).

3.5.4. Riß

39 Erosionsniveau der Hochterrasse in älteren Formationen.

Im Zuge der Bildung der Hochterrasse kam es an drei Stellen (SE Steyrmühl und an der Aurach bei Tiefenweg und an der Ager bei Lenzing) durch Lateralerosion in der Endphase der Terrassenbildung großflächig zur Einbeziehung von älteren Gesteinskörpern (Flysch und älteren Kiesen) in das Niveau der Terrasse. Damit wird besonders im Fall der älteren Kiesablagerungen die Hochterrasse nicht von frisch akkumulierten Kiesen, sondern von älteren Materialien mit deren Eigenschaften (Verwitterung!) aufgebaut.

38 Kies- und Sandkörper der Hochterrasse und des Übergangskegels

Im Vorfeld der Endmoränen des Traungletschers (Traunseezweige sowie des Atterseezweiges) sind entlang von Traun, Aurach, Dürre Aurach und Ager Hochterrassenfelder entwickelt. Sie setzen an den breit und sanft geformten inneren Endmoränenwällen an und sind, nur von der Niederterrasse unterschritten, entlang der Gerinne zu verfolgen. Auch von den Endmoränen des Maximalstandes (nicht des Hochstandes) sind Kiesschüttungen ausgegangen, die aber rasch auf die älteren Terrassenkörper auslaufen.

Die Terrassenkörper werden von groben sandreichen Kiesen aufgebaut, die von gut gerundeten (Kalken) bis wenig gerundeten (Flyschsandsteine) Geschieben gebildet werden. Entlang der Böschungen zur Niederterrasse zeigt sich oft eine weit fortgeschrittene Talrandverkitung, die früher oft zur Anlage von Konglomeratbrüchen für den lokalen Bedarf geführt hat. Das Komponenten-Spektrum ist stark vom Einzugsgebiet des Gerinnes geprägt, so dass entlang der Ager und Traun die kalkalpinen Gesteine aus den Gletscherzungen, an Aurach und Dürre Aurach die Flyschgeschiebe dominieren.

37 Endmoränen

Nördlich des Traun- sowie des Attersees sind breite Moränenwälle bei Gampern – Lenzing, Reibersdorf – Wörzing, Pinsdorf – Ehrendorf und Baumgarten entwickelt. Sie werden von groben, sandreichen, kaum sortierten Kiesen aufgebaut, die 30–40 % meist schwach bis ungerundete Flyschkomponenten, mit maximalen Durchmessern von 50–70 cm, neben wesentlich besser gerundeten,

kleinstückigeren kalkalpinen Gesteinen führen. Daneben treten selten auch große Kalkblöcke bis über 1 m Durchmesser auf. Die Flyschgeschiebe sind in den Randbereichen der Täler wesentlich häufiger und treten zur Talmitte zu stark zurück.

In den wenigen temporären Aufschlüssen (Baugruben) war zu sehen, dass die Materialien dieser breiten Wälle von Grundmoräne stark schwankender Mächtigkeit bedeckt sind. Sie sind demnach von einem Gletschervorstoß kurzzeitig überfahren worden, der im Bereich Ohlsdorf zwischen Aurach und Traun die niedrigen Endmoränenwälle bei Hafendorf – Irsberg und Peiskam – Ruhsam hinterlassen hat. Durch die Aufräumung der Zementmergel südlich Ohlsdorf ist dabei eine Teilung in zwei Gletscherloben eingetreten. Im Liegenden der Moränenwälle sind bei Hafendorf Konglomerate der Hochterrasse aufgeschlossen, die auch in kleinen Abbauen auf der Moränen bedeckten Fläche zwischen den breiten Wällen im Süden und denen im Norden zu Tage treten (PENCK, 1909; VAN HUSEN, 1977).

Neben den Moränen im Vorland sind auch noch innerhalb der Flyschzone Endmoränenzüge erhalten, die eine Rekonstruktion der rißzeitlichen Eisströme ermöglichen. Aus dem Zungenbecken des Attersees drang der Gletscher noch tief ins Tal des Weyregger Baches ein, wie der Wall bei Schöbering und der Staukörper im obersten Laxenbach zeigen. Im Bereich des Kienbaches an der Grenze Kalkalpen/Flyschzone sind hingegen keine Reste der Rißzeit erhalten; der Gletscherast aus dem Atterseebecken hat, vereinigt mit den Lokalgletschern im Aurachtal, bis über die Großalm hinaus gereicht.

Im Traunseegebiet belegen die Moränenwälle nördlich des Grasberges bei Oed, dass die Eiszunge bis über den Sattel reichte und wohl bei der größten Ausdehnung bis Reindlmühl gereicht haben dürfte. Am Südabfall des Grasberges ist bei Häusern eine schöne Endmoräne entwickelt, die in vielen Baugruben aufgeschlossen war. Hier fanden sich viele große Kalkblöcke, die teilweise noch in den Gärten zu sehen sind. Diese und der Wall am Kalvarienberg in Neukirchen und der Staukörper SW davon belegen, dass die Eiszunge in der Viechtau bis zur Aurach reichte. Sie hat den Lauf der Aurach stark beeinflusst und sie gezwungen, den Lauf nach Norden ins Einzugsgebiet der Wessenaaurach zu verlegen (PENCK, 1909; JANOSCHEK, 1964; VAN HUSEN, 1977).

36 Grundmoräne

35 Moränenstreu

34 Verschwemmte Moräne

Im Bereich des Kartenblattes ist Grundmoräne der Rißzeit großflächig nur zwischen Aurach und Traun um Ohlsdorf erhalten. Neben diesen Vorkommen sind nur kleinere Reste oder kleine Flecken, z.B. am Südhang des Grasberges (Moränenstreu) erhalten. Auf der Innenseite des Moränenwalls bei Baumgarten zeigt die Grundmoräne oberflächlich deutliche fluviatile Formung, die ihr das morphologische Aussehen einer Terrasse verleiht.

Die Grundmoräne ist ähnlich wie die der Würmeiszeit ein feinstoffreiches Sediment, das nur vereinzelt große Blöcke führt. Die Geschiebe sind überwiegend kalkalpine Gesteine, die oft deutliche Kratzung und Politur und eine auffallend gute Rundung zeigen. Dazu kommen noch weniger gerundete Flyschsandsteine und örtlich auch Kristallingeschiebe (3–6 %; VAN HUSEN, 1977). Das Sediment weist eine sehr hohe Lagerungsdichte auf, die zu einer sehr guten Einbettung der größeren Geschiebe in der Matrix führt, so dass sie nur schwer aus dem Verband zu lösen sind.

33 Toniger Schluff mit Torfzwischenlagen.

Südlich von Baumgarten bei Waldbach kam es am Ende der Rißzeit offensichtlich zu solifluidaler Umlagerung von tonigen Verwitterungsprodukten der

Flyschzone, die immer wieder von kurzen Phasen mit Moorbildung unterbrochen wurden, deren organische Substanz die dünnen Torflagen bildet. Die Ablagerungen dienten als Rohstoff für die Ziegelerzeugung.

32 Staukörper am Eisrand

Die ribzeitlichen Eisstaukörper auf Blatt Gmunden sind parallel mit den Endmoränenwällen (z.B. S Neukirchen) oder unmittelbar nach dem Beginn des Abschmelzens der Eiszungen (z.B. in Feichta) zur Ablagerung gelangt. Während der Sedimentation haben dabei nur fallweise lakustrine Verhältnisse geherrscht, so dass sich in den kleinen Körpern keine saubere Trennung von feinkörnigen Seeboden- und grobkörnigen Deltasedimenten entwickeln konnte. Die Staukörper werden somit von schluffig sandigen Kiesen gebildet, die von dünnen Schlufflagen unterbrochen sind. Diese führen zu kleinen Wasseraustritten und auch zu kleinräumigen Instabilitäten.

31 Erratischer Block

Im Bereich Obereck nördlich von Lenzing finden sich viele große Erratika (Kalk, Sandsteine) außerhalb der breiten Endmoränen der Ribzeit. Nach ihrer Lage und Verwitterung (Korrosion) sind sie am ehesten der maximalen Ausdehnung der Gletscherzunge zuzuordnen, die ja auch die Moränenablagerungen bei Loidlberg akkumuliert hat.

3.5.5. Würm

30 Erosionsniveau der Niederterrasse im Jüngeren Deckenschotter

Ebenso wie bei der Hochterrasse wurden im Zuge der Akkumulation der Niederterrasse durch Lateralerosion ältere Ablagerungen in die Terrasse einbezogen. Großflächig ist das in Steyrermühl geschehen, wo Jüngere Deckenschotter erodiert wurden. Hier gilt ebenso wie in den anderen Fällen, dass mit der Inkorporation auch die Eigenschaften (Verwitterung) der älteren Sedimente übernommen wurden (VAN HUSEN, 2000).

29 Kies- und Sandkörper der Niederterrasse und des Übergangскеgels (Maximalstand)

28 Kies- und Sandkörper der Niederterrasse und des Übergangскеgels (Hochstand)

27 Kies- und Sandkörper der Terrasse des zentralen Abflusses

Mit den Endmoränen um die Seebecken von Traun- und Attersee sind Terrassenschüttungen an Traun und Ager verknüpft, die sehr mächtig entlang der Flüsse entwickelt sind (Traun ca. 60 m, Ager ca. 20 m).

Die Terrassenkörper werden von groben sandreichen Kiesen aufgebaut, die oft auch Steine und Blöcke führen. Diese sind nahe den Endmoränen recht häufig schwach gerundete Flyschblöcke, aber auch Kalkblöcke, die mit zunehmender Distanz rasch an Zahl abnehmen. Auch wird der Gehalt an Mergelgeschieben aus den Kalkalpen oder der Flyschzone durch den fluviatilen Transport rasch reduziert, wodurch die Terrassenkörper aus harten, frischen, unverwitterten Geschieben aufgebaut werden, die einen gesuchten Rohstoff darstellen. Sie werden in den über lange Zeit laufenden Abbauen in Unterthalheim und Regau genutzt. Ebenso stellen diese Kiese einen guten Aquifer dar, der vielfach genutzt wird (vgl. Hydrogeologie). Entlang der Traun sowie der Ager füllen die Kiese der Niederterrasse, gemeinsam mit denen der Hochterrasse, ausgeprägte Rinnen (FLÖGL, 1969), die ihre Ausprägung wahrscheinlich in der Mindeleiszeit erfuhren.

Im Vorfeld des Traungletschers ist eine mehrgliedrige Entwicklung der Niederterrasse vorhanden, die von der klimatisch gesteuerten Dynamik der Gletscherzunge verursacht wurde (VAN HUSEN, 1977).

Die höchstgelegenen Teilfelder der Niederterrasse sind bei Pinsdorf im Westen, zentral bei Einkaufszentrum – Molkerei sowie N Hochkogel und beim Engelhof im Osten erhalten. Wie in vielen Bauaufschlüssen ersichtlich war, ist diese extrem grobkörnige bis blockreiche proximale Terrassenschüttung die des ersten, weit nach Norden ausgreifenden Eisvorstoßes, des Maximalstandes der Würmeiszeit. Im Bereich des Attersees ist davon die Moräne bei Roitham und die Terrasse bei Fantaberg oder bei St. Georgen im Attergau erhalten (VAN HUSEN, 1989).

Nach dieser ersten Schüttung wurde im Vorfeld des Hochstandes die Hauptflur der Niederterrasse (28) aufgeschüttet, die die höhere und steilere Terrasse des Maximalstandes erst unterschneidet, aber diese dann weiter im Norden dank ihres geringeren Gefälles überschüttete.

Zur Zeit dieser Gletscherstände erfolgte der Gletscherabfluss an drei Stellen: Einerseits die beiden peripheren Abflüsse bei der Zementfabrik im Westen und Englhof im Osten, die heute als Trockentäler erhalten geblieben sind, andererseits ein zentraler Abfluss, der auf dem Niveau der Keramikfabrik erfolgte. Auch am Nordende des Attersees gab es neben dem zentralen Abfluss im Bereich der Ager (idealer Übergangskegel von Endmoräne zur Terrasse nördlich Schörfling) auch noch periphere Abflüsse im Mühlgraben und entlang des Kraimser Baches. Erst als die Gletscherstirnen sich von den Endmoränen des Hochstandes lösten entwickelte sich ein alleiniger zentraler Abfluss. Im Bereich von Gmunden erfolgte er anfänglich über die Rinnen beim Sportplatz, entlang der Tagwerkerstraße und der Traun. Zu dieser Zeit wurde noch die Terrassenfläche des zentralen Abflusses (27) ausgeformt, die breit entwickelt bis über Steyrmühl zu verfolgen ist.

Erst mit dem endgültigen Zurückweichen der Gletscherstirn von den Endmoränen entwickelte sich der Abfluss der heutigen Traun, der den engen schluchtartigen Einschnitt bis über den Nordrand des Blattes hinaus (Traunfall) anlegte und damit eine rasche Tiefenerosion bis ca. auf das heutige Seenniveau anzeigt.

26 Endmoräne

Die Moränenzüge stellen sich teils als lang gestreckte, teils als kleinkuppig aufgelöste Moränenzüge dar, die von Mulden und Wannen unterbrochen sind und kaum solifluidale Überformung zeigen. Eine Glättung des Kleinreliefs ist aber in weiten Bereichen auch durch die lange landwirtschaftliche Nutzung eingetreten. Aufgebaut werden die Endmoränen generell durch sandige Kiese, die mitunter größere Blöcke führen. An der Oberfläche sind nur ganz selten große Blöcke erhalten geblieben. Diese dürften als Folge früherer landwirtschaftlicher Nutzung verschwunden sein.

Die Geschiebe sind durchwegs gut gerundete Karbonate, die oft auch Kritzung zeigen (VAN HUSEN, 1977). Die überraschend gute Rundung ist wohl einerseits auf Umlagerung im Gletscherkörper und fluviatilen Transport, andererseits auf den Ursprung der Geschiebe aus älteren fluviatilen Sedimenten zurückzuführen. So hat der Gletscher ja die nach der Rißeiszeit abgelagerte Füllung des Talbodens und des Zungenbeckens des Traunsees wieder ausgeräumt und teilweise in die Grundmoräne und Endmoräne eingebaut (s. Deltaablagerung). Zu den Karbonaten kommen noch wenig bearbeitete Flyschgeschiebe; einige gut gerundete Kristallineschiebe (Gneis, Granite, Amphibolite und Quarz), die oft auf engem Raum konzentriert in den ehemaligen Kiesgruben auftraten, entstammen zum größten Teil den Geröll führenden Schichten des Ultrahelvetikums (PREY, 1983).

Die Endmoränenzüge um den Traunsee werden von einer Gruppe hoher mehrgliedriger Wälle dominiert, die am Mühlbachberg ansetzend bis Gottshaus und nach einer Unterbrechung an der Ostflanke des Grasberges von Altmünster über Eck, Taistberg bis östlich Weyer fast durchgehend zu verfolgen sind. Sie entstammen dem länger währenden Hochstand, an den auch das Hauptfeld der Niederterrasse anschließt. Diesem Hochstand entstammen auch die hohen Mo-

ränenwälle bei Schörfing und Seewalchen. Außerhalb dieser sind immer wieder Zeugen eines kurzen Maximalstandes erhalten (VAN HUSEN, 1977).

Bei den Gletscherständen ist auffällig, dass die Moränenwälle unmittelbar westlich der Traun unterbrochen sind. Zurückzufahren ist die Unterbrechung der normalen Entwicklung der Gletscherzunge mit Ablagerung der Moränenwälle auf die Flyschaufragung südlich des Hochkogels (Naturdenkmal neben Haus Schillerstraße 1), die die Eiszunge des Würms genauso beeinflusste wie die Flyschaufragung südlich Ohlsdorf die der Mindel- und Rißzeit.

Beide Gletscherstände, Maximal- sowie Hochstand, sind unmittelbar aufeinander gefolgt, da keinerlei Hinweise (z.B. Verwitterung) zwischen den Ablagerungen zu finden sind. Ein sehr kurzer zeitlicher Abstand wird auch durch die verbreiteten Toteislöcher (Braugütweg, Tagwerkerstraße, Sporthalle) belegt

Neben den großen Talgletschern haben auch die kleinen Gletscher aus den Karräumen am Nordabfall des Höllengebirges deutliche Endmoränen hinterlassen, die eine gute Rekonstruktion der Lokalvergletscherung zulassen. Der mächtigste Gletscher entwickelte sich im Einzugsgebiet des Langbathbaches aus den Karen unter dem Brunn-, Höll- und Alberfeldkogel. Er erfüllte das Tal gänzlich bis deutlich über 800 m Höhe, konnte aber den Sattel des Lueg (830 m) zum Aurachtal nicht mehr überschreiten. Er drang noch ins Tal des Jageralmbaches ein und vereinigte sich im Osten mit dem Gletscher des Trauntales. Die deutlich ausgebildeten Endmoränenwälle um die Langbathseen und in den Karräumen sind im Spätglazial von den letzten Gletscherzungen abgelagert worden, die hier durch die besonders günstige Exposition noch bis ins Gschnitz (Vorderer Langbathsee) und knapp danach erhalten geblieben sind (VAN HUSEN, 1977).

Eine Gletscherzunge entwickelte sich aus dem Kar um das Antoniusbründl. Die deutlichen scharfen Wälle markieren eine Gletscherzunge im Quellbereich des Zwiesselbaches, die bis auf ca. 700 m Höhe reichte. Zwischen dieser Zunge und dem Atterseegletscher im Kienbach (Endmoränen um WH Kienklause) entstand ein Staukörper. Diese Gletscherausdehnung entspricht offensichtlich der Situation des Hochstandes. Der Maximalstand hat wohl weiter im Kienbach nach Osten gereicht und die Grundmoräne im Talgrund hinterlassen.

Aus dem größeren Kar beim Aurach-Ursprung entwickelte sich ein Gletscher, der das Becken um die Taferlklause bis in knapp über 800 m Höhe erfüllte. Die Endmoränen bilden den Sattel Krahberrtaferl und die Wasserscheide zwischen Kienbach und Aurach. Die Eismassen flossen aus dem Becken noch durch die Talenge beim Klammblchl ab, wo sie die Endmoränenwälle beim WH Großalm und südlich der Aurach ablagerten.

Alle diese Endmoränen der Lokalgletscher sind im Gegensatz zu denen der Eisströme in den Haupttälern aus grobem, kaum gerundetem, sandig-kiesigem Schuttmaterial aufgebaut, das häufig grobes Blockwerk führt. Grobe Blöcke an der Oberfläche gehören auch zum Erscheinungsbild dieser Moränenwälle.

25 Grundmoräne mit Drumlins

24 Moränenstreu

23 Verschwemmte Moräne

Innerhalb der Endmoränen ist westlich und nördlich des Traunsees das Zungenbecken mit Grundmoräne großflächig ausgekleidet, die hier eine leicht wellige Landschaft bildet. Nördlich des Flyschrückens Buchschacher – Pfannstieleck zeigt die Grundmoräne eine deutliche Drumlinisierung (25), die schön die Fließrichtung nachzeichnet. In den wenigen natürlichen Aufschlüssen (z.B. Pichlbach) und kurzfristigen Bauaufschlüssen zeigt sich, dass die Grundmoräne ein sehr feinstoffreiches, völlig unsortiertes Sediment (Diamiktit) ist, wobei die größeren Geschiebe in der tonig-sandigen Matrix schwimmen. Durch die Ablagerung an der Basis des Gletschers weist die Grundmoräne eine hohe Verdichtung auf, wodurch ein sehr kompaktes, homogenes Lockergestein vorliegt, so dass größere Komponenten nur sehr schwer aus dem Verband gelöst werden können.

Die größeren Geschiebe sind durchwegs Karbonate, die oft poliert und gekritz sind. Sie zeigen aber auch zu einem hohen Prozentsatz gute fluviatile Zurundung, die auf ihre Herkunft aus Sedimenten des Talbodens (s. Deltaablagerung) hinweist. Dazu kommt noch die Zurundung bei fluviatiler Umlagerung innerhalb des Gletscherkörpers (Spalten, englaziale Tunnelsysteme), so dass eine sehr große Zahl der Geschiebe wie in den Endmoränen glazial überformte Flussgeschiebe darstellen (VAN HUSEN, 1977). Neben diesen großflächigen Vorkommen um den Traunsee sind vielerorts kleinere Reste solcher Grundmoränen erhalten geblieben (z.B. Weyreggerbach).

Im Bereich der Lokalgletscher sind diese Grundmoränenablagerungen wesentlich feinstoffärmer und enthalten daher mehr Geschiebe, die allerdings wesentlich weniger bearbeitet sind.

Im Liegenden der Grundmoräne am Westufer des Traunsees treten offensichtlich verbreitet Vorstoßschotter auf, die z.B. in der Kiesgrube südlich Zaun aufgeschlossen waren. Auch bei Pichlhof bis nach Altmünster finden sich derartige Kiese, die auch einen der zur Wasserversorgung genutzten Aquifere bilden.

In Bereichen, wo die Grundmoräne das Untergrundgestein nicht völlig abdeckt, sondern in unregelmäßigen kleinen und größeren Flecken auftritt, ist auf der Karte Moränenstreu (24) eingetragen, im Falle einer geringeren Umlagerung von Moränenmaterial durch Schmelzwässer, die Signatur verschwemmte Moräne (23). Hierbei ist der Feinstoffgehalt stark reduziert und die charakteristische Kompaktion nicht vorhanden, obwohl der Ursprung des Materials aus der Moräne (Kritzer, Kornform) eindeutig ist.

22 Hangbreccie

Unter besonders günstigen Umständen kann auch bereits Schutt aus der Zeit des Ausgangs der Würmeiszeit zu Hangbreccie verfestigt sein. Derartige Verkitungen sind aber weitgehend auf oberflächennahe Bereiche (Talrandverkitung) beschränkt.

21 Spätglaziale Terrassenkörper

Im Vorfeld der spätglazialen Endmoränen der Lokalgletscher des Hölleengebirges am Vorderen Langbathsee und Taferlklaussee sind kurze Terrassenkörper entwickelt, die mit den Endmoränen verbunden sind. Sie stellen eine Akkumulation sehr grober sandiger Kiese dar, die durch die klimatischen Verhältnisse bedingt ist. Diese haben ja auch zu dem Gletschervorstoß und zur Bildung der markanten Moränen geführt (VAN HUSEN, 1977).

20 Staukörper am Eisrand (Bänderschlufl, Sand, Kies)

19 Stauseeton (Bänderschlufl)

Auf dem Kartenblatt sind an vielen Stellen beim Aufbau, Hochstand und Abbau der Eisströme Stausituationen entstanden, in denen Stillwassersedimente (Bänderschlufl, Deltasedimente) zur Ablagerung kamen. Sie erreichen teilweise beachtliche Mächtigkeiten, obwohl sie in kürzester Zeit (oft wahrscheinlich nur Wochen bis Monate) entstanden sind. Unter den klimatischen Verhältnissen der Periode um das Hochglazial war durch die starke Frostverwitterung und fehlende Vegetation Schutt in allen Korngrößen im Überfluss verfügbar und wurde durch die Bäche und Schmelzwässer umgelagert.

Aus der Aufbauphase, als der Traungletscher das Trauntal erfüllte, aber noch nicht mit den Lokalgletschern aus dem Offensee- und Langbathtal vereinigt war, sind im Offenseebach (Kote 625 m) und im Langbathbach (Bachhütten) mächtige Bänderschlufl erhalten, die eine sehr unterschiedlich mächtige Bankung (bis 20 cm) aufweisen, die von dünnen Sandlagen unterbrochen werden. Sie zeigen eine rasche Sedimentation der feinkörnigen Sedimente (Ton, Schluff) im Vorfeld der Gletscher (Gletschertrübe) an (VAN HUSEN, 1977). Die Schluffe zeigen im

Hangenden oft Störungen und resedimentierte Brocken von Schluff, die offensichtlich in gefrorenem Zustand umgelagert wurden und in gröbere Sedimente (Sande, Feinkies) eingelagert wurden bevor die Schichtfolge vom Gletscher überfahren und mit Moräne bedeckt wurde.

Neben kleineren Staukörpern entlang des Eisrandes, ist in Viechtau, in dem alten Tal der Aurach zum Traunsee, ein mächtiger Staukörper entstanden. Nach der Talverlegung der Aurach im Riß (PENCK, 1909; VAN HUSEN, 1977) entwässerte der Bereich östlich Neukirchen weiterhin zum Traunsee. Erst durch das Eindringen des Würm-Gletschers aus dem Traunseebecken wurde der Abfluss gestaut und es entstand ein kurzlebiger Staubereich, der mit Sedimenten verfüllt wurde (VAN HUSEN, 1977). Die liegenden Anteile der über 100 m mächtigen Ablagerungen sind schluffreiche, sandige Schotter, die offensichtlich abgelagert wurden, als für die kurze Zeit des Maximalstandes der Gletscher ins Becken von Viechtau eindrang. Während des Hochstandes, als der Gletscherrand bei Gottshaus und Örach lag, war sein Einfluss nur noch sehr schwach (zwei Übergangskegel) und es kam eine ca. 30 m mächtige, tonig-schluffige Abfolge zur Ablagerung, die den heutigen ebenen Talboden bildet. Spätestens ab dieser Zeit erfolgte der Abfluss aus dem Becken durch das enge Tal „In Feichta“ zur Aurach.

Ausgedehnte Eisstaukörper aus der Zeit des Eisabbaues sind entlang des Mühlbaches bei Viechtau und Mitterndorf sowie am Ausgang des Rindbaches und des Frauenweißenbaches bei Lahnstein – Steinkogel erhalten geblieben.

Alle diese Terrassenkörper werden von sandigen Kiesen aufgebaut, die früher durch viele kleinere und größere Kiesgruben genutzt und dadurch gut abgeschlossen waren. In allen diesen Aufschlüssen waren typische Deltaablagerungen mit 20–25° einfallenden Sanden und Kieslagen (fore set) im Liegenden und größeren horizontal geschichteten Bachschottern (top set) im Hangenden zu sehen (KOHL, 2000).

Die ersten Spuren des Eiszerfalls des Eisstromsystems des Traungletschers sind um die Umkehrstube (Wasserscheide im Mitterweißenbachtal) erhalten. Als der Eisstrom aus dem Trauntal zum Attersee inaktiv wurde und abschmolz, bildeten sich in den Tälern nördlich und südlich davon kleine Stauseen, die mit mächtigen Bänderschluften (ehemaliger Kreideabbau der Fa. Ramsauer) und Schottern verfüllt wurden (VAN HUSEN, 1977).

In Mitterndorf – Viechtau ist eine weitläufige Eisrandterrasse, als unterste Stufe der Eisrandterrassentreppe entlang des Mühlbaches, in ca. 445–450 m Höhe entwickelt, die einen letzten größeren Stausee an dem Eiskörper im Traunseebecken belegt, der bei der Mündung des Mühlbaches ins Becken entstand. Die modellhaft ausgebildeten Deltasedimente waren in der Kiesgrube beim Landeskrankenhaus aufgeschlossen (KOHL, 2000). Mit gleicher Höhe der Oberfläche und internen Strukturen ist auch der ausgedehnte Staukörper am Ausgang des Frauenweißenbachtals zum Trauntal bei Steinkogel entwickelt. Die gleiche Höhenlage ist wohl auf ein Kommunizieren der Schmelzwässer am Rand des Tot-eiskörpers im Seebecken zurückzuführen, das für die kurze Zeit der Bildung der Staukörper möglich war. Die Spiegelhöhe der Schmelzwässer liegt nur knapp unterhalb der Abflusshöhen der Rinnen Sudetenplatz – Friedhof und Tagwerkerstraße in Gmunden, die ja noch mit Toteis der Gletscherstände des Hochwürms (Maximal-, Hochstand) in Verbindung stehen. So kann mit gutem Grund angenommen werden, dass die Ausbildung der Eisstaukörper im Süden zeitlich ganz knapp jünger anzusetzen ist als der Hochstand und die Ausbildung der Terrasse des zentralen Abflusses, also zu der Zeit, als sich der tiefe Einschnitt entlang der heutigen Traun auszubilden begann.

18 Erratischer Block

Große auffallende Blöcke, die, vom Eis transportiert, auf fremdem Untergrund liegen, werden als erratische Blöcke bezeichnet. Sie markieren oft, wenn sonst

kein Moränenmaterial vorhanden ist, die Ausdehnung der Gletscher (z.B. N Taferlklaussee).

17 Rundhöcker

Als Rundhöcker werden lang gezogene, abgerundete Felsrücken bezeichnet, die ihre Form der schleifenden Wirkung des Gletschereises verdanken.

16 Toteisloch

Toteislöcher entstehen dann, wenn im Zuge des Abschmelzens des Gletschereises größere isolierte Eiskörper mit Sedimenten bedeckt werden. Erfolgt das langsame Abschmelzen erst, wenn der hangende Sedimentkörper von den Sedimentations- und Überlagerungsprozessen am Eisrand nicht mehr beeinflusst wird, entsteht durch das Nachsacken der hangenden Lockersedimente eine Vertiefung. Die Größe ist direkt proportional zu der des ehemaligen Eiskörpers. Viele Toteislöcher sind in der Endmoränenlandschaft im Stadtgebiet von Gmunden erhalten (siehe S. 32, Punkt 26 Endmoräne).

3.5.6. Würm – Holozän

15 Deltaablagerung

Nachdem das Seebecken des Traunsees endgültig eisfrei geworden war, hat sich offensichtlich unmittelbar danach das Niveau des heutigen Seespiegels durch Erosion des Abflusses eingestellt. An allen Bächen, die in den See münden, sind kleinere Deltaschüttungen entstanden, die auf dieses Niveau eingestellt sind (vgl. Gschliefgraben). Das größte derartige Delta stellt das des Mühlbaches (Bräuwiese) dar.

Am Süden des Sees lag die Mündung der Traun zu dieser Zeit noch zwischen Lahnstein und dem Bahnhof Langwies, wo die Traun auch heute noch nahe der Felssohle der Trauntales fließt. Seitdem hat sie den Deltakörper bis zur heutigen Mündung bei Ebensee vorgebaut, dessen distale Teile im fore set ca. bis gegen die Höhe des Bartelkreuzes reichen. Wie seismische Untersuchungen im Bereich Roith (E. BURGSCHWAIGER & SCHMID, 2001) sehr schön zeigten, ist das Delta in kontinuierlichem Vorbau gleichförmiger fore-set-Schüttungen mit zunehmender Mächtigkeit in den See geschüttet worden.

Über den zeitlichen Ablauf des Vorbaues des aktiven Deltas gibt die Bohrung südlich des Bahnhofs Ebensee einen Hinweis. Die Bohrung erreichte 184,5 m Tiefe und durchhörte die sandigen Kiese des fore set. In ca. 155 m Tiefe wurden feinkörnigere Sedimente mit organischem Detritus angefahren (P. BAUMGARTNER, 1983), die eine radiometrische Altersdatierung mit der ¹⁴C-Methode erlaubten. Das ¹⁴C-Alter von 11.760 ± 300 BP (14.170–13.260 cal. BP) zeigt an, dass um diese Zeit zwischen 14.200–13.300 Kalenderjahren vor heute der Seeboden im distalen Bereich des fore set in rund 160–150 m Wassertiefe lag. Das bedeutet im Vergleich mit dem heutigen Delta, dass der Uferbereich damals etwa bei Roith zu liegen kam. Der ganze Deltakörper nordöstlich davon wurde seither von der Traun und dem Langbathbach aufgeschüttet. Nur der kleine Teil östlich der Alten Traun wurde vom Rindbach abgelagert. Das würde eine durchschnittliche Schüttung von rund 30.000 m³ Grobsediment pro Jahr bedeuten. Ein Wert, der sehr gut mit der Kalkulation des Wasserbaus (25–30.000 m³ /a) für den langjährigen Durchschnitt übereinstimmt (GUNZ, 2002). Dabei ist wahrscheinlich im ausgehenden Spätglazial bis ca. 11.500 vor heute, unter den schlechteren Klimabedingungen (z.B. Egesen) und der konsequenterweise geringeren Vegetationsbedeckung in höheren Lagen, im Vergleich zum Holozän mit einer etwas verstärkten Schutzzufuhr zu kalkulieren.

Zu diesen groben Materialien, die in der Hauptsache das fore set aufbauen, kommen noch ca. 25.000–30.000 m³ Schluff und Ton der Schwebfracht (SOSA, 1982), die im bottom set hauptsächlich in der Seemitte abgelagert werden.

Die Summe dieser Sedimentmengen würden bedeuten, dass bei gleich bleibenden klimatischen Verhältnissen das Seebecken, das heute noch 2 km³ Wasser enthält, in rund 40.000 Jahren verfüllt sein würde.

Diese Werte und Daten zeigen auch, dass das glazial übertiefte Becken des Traunsees nach jeder Eiszeit innerhalb von rund 50.000–60.000 Jahren wieder mit Sediment gefüllt wurde und durch die jeweiligen Gletscherzungen der nachfolgenden Eiszeiten immer wieder ausgeräumt und wohl auch weiter vertieft wurde.

14 Tiefgreifend aufgelockerter, stark bewegter Felsbereich

13 Rutschmasse

12 Abrisskante

Im Bereich der Flyschzone treten häufig Rutschungen (13) auf, die hauptsächlich den Verwitterungsschutt erfassen, aber nicht selten auch die obersten Bereiche des Felsuntergrundes beeinflussen. Besonders gebunden ist diese Art von Massenbewegungen an tonreiche Schiefer und Mergel des Rhenodanubikums, aber besonders an die des Ultrahelvetikums (D. FELLNER, 1994). Diese weichen Gesteine sind durchwegs als veränderlich-feste Gesteine zu bezeichnen, die bei Wiederbefeuchtung nach oberflächlichem Austrocknen in kleine Bruchstücke und bei wiederholten Vorgängen zu Schlamm zerfallen. Gefördert wird dieser Vorgang auch durch quellfähige Tonminerale, die in diesen Gesteinen häufig auftreten. Dadurch entstehen in Mulden oder Quelltrichtern große Schuttmassen, die sehr stark auf schwankende Wassergehalte reagieren und aus denen oft ausgedehnte Erdströme entstehen (z.B. Gschlifgraben, Vöcklaberg, Bramhosen, Gahberg – Häfelberg), die immer wieder aktiv werden und Siedlungen sowie Verkehrswege beeinflussen (JARITZ, 1995; WINKLER, 1996).

Neben diesen Rutschungen sind in den härteren sandsteinbetonten Flyschgesteinen auch großflächige Massenbewegungen mit tief greifender Felsauflockerung (14) zu beobachten. Sie treten in Bereichen (Häfelberg, Gahberg, Richtberg, Fallering, Gmundnerberg) auf, die während der Eiszeiten eine besondere Beeinflussung erfahren hatten.

Am Häfelberg ist es die direkte Erosion der beiden letzten Eiszeiten, die eine Übersteilung bewirkten, wobei die frischen Formen des nordwestlichen Quadranten des Häfelbergs auf die letzte Eiszeit zurückzuführen sind.

Im Tal des Weyggerbaches ist am Südhang des Gahberges eine Massenbewegung entstanden, die in ihrem unteren Teil (Unterzimmermann) die Moränenablagerungen des Würms verstellt und demnach erst nach dem Abschmelzen der Eiszunge, die bis Jachenpoint-Brandgraben gereicht haben dürfte, entstand. Sie hat aber den Unterhang und den Miglbach durch Rückstau derartig stark beeinflusst, dass auch der Hang darüber bis zum Kogler in Bewegung geriet. Die frischen Formen und die aktuelle Aktivität zeigen hier das junge Alter an. Ebenso alt ist das Zergleiten des Staukörpers bei Bruckbach, das auch in den unterlagernden Fels bis Miesenberg ausgreift.

Die weit ausgreifende Bewegung an der Südwestflanke des Richtberges, zwischen Gerinnwiese und Schwarzenbachsattel, könnte durch den Reißgletscher ausgelöst worden sein. Die Eiszunge ist über den Zusammenfluss des Ladel- und Weidensbaches hinaus in das Tal eingedrungen und hat sicher einen Staukörper im Tal des Weidenbaches, ähnlich wie im Laxenbach, bedingt. Die Erosion der Gletscherzunge sowie die rasche Aufschüttung und Ausräumung des Sedimentkörpers kann zur Auslösung der Massenbewegung beigetragen haben. Diese ist bis heute aktiv und ist in ihrer Gesamtheit als weitgehend schichtparalleler Talzusub zu beschreiben, innerhalb dessen auch wieder die mergeligen Zwischenlagen zu Erdströmen führen. Morphologisch ist die Massenbewegung durch Zerrgräben, Abrisskanten (westl. Kote 845m) und hohe entblöbte Gleitflächen, an denen 10er-Meter mächtige Gesteinspakete abgeglitten sind, dokumentiert (FELLNER, 1994).

Ein direkter Zusammenhang kann zwischen der Aktivität der rißzeitlichen Gletscherzunge bei Vichtau und der Massenbewegung bei Fallering – Kleinaurachberg hergestellt werden. Als die Eiszunge bis in den Raum Neukirchen reichte, wurde die Aurach gezwungen, nach Norden ins Einzugsgebiet der Wessenaurach überzuströmen. Dabei wurde sie einerseits gezwungen, die epigenetische Talstrecke von Neukirchen und Taxlach anzulegen, andererseits wurde sie bei der maximalen Ausdehnung des Eises auch an den Hangfuß gedrängt, wodurch dieser unterschritten wurde. Als Folge ist wohl die großflächige Auflockerung entstanden und die Massenbewegung in Gang gekommen.

Eine ähnliche Situation trat auch an der Südostflanke des Gmundnerberges ein. Die Flanke wurde im Mindel und Riß durch den Gletscherschurf überarbeitet und unterschritten. Wahrscheinlich wurden schon damals dadurch die Teile unterhalb Utzen instabil. Während der Würmeiszeit erreichte der Gletscher den Hangfuß gerade noch zur Zeit des Maximalstandes. Beim Hochstand entwickelte sich dann das periphere Schmelzwassergerinne, das vom Stücklbach bis über das Zementwerk hinaus zu verfolgen ist. Dadurch wurde der Hangfuß nochmals unterschritten, was zur weiteren Auflockerung und Bewegung führte, die heute noch nicht gänzlich abgeklungen scheint, wie durch den Felssturz vom Mai 1987 angezeigt wird.

Im Gschlifgraben entwickelte sich nach der letzten Eiszeit, als der Gletscher aus der Farngrube abgeschmolzen war, die Massenbewegung (Schuttstrom), die bis zur Reißeten Schütt zurückgreift und durch die starke Tektonisierung des Ultrahelvetikums bedingt ist (PREY, 1956 und 1983). Als Folge bildete sich der eindrucksvolle Murenkegel zwischen Ramsau und Hoisn aus.

Eine Bohrung der WLW 1979 (ihre Lage ist leider in der Karte fälschlich beim Ghf. Hoisn eingetragen, die korrekte Lage ist in 466 m Höhe unmittelbar südlich des Liedringbaches) zeigt, dass ein wesentlicher Teil des Kegels im Holozän zur Ablagerung kam (BAUMGARTNER & SORDIAN, 1982)

In der Bohrung wurden zwischen 41 und 45 m Tiefe, um das Niveau des heutigen Seespiegels (422,50 m), gewaschene Sande und Kiese angefahren, die von schluffreichem, blockigem Murenmaterial unter- und überlagert sind. Es ist die ehemalige Strandlinie des Sees, die hier um ca. 700 m weiter östlich als heute, am Fuß eines Kegels, ähnlich dem heutigen lag. Eine radiometrische Altersbestimmung an Holzresten aus dem liegenden Murenmaterial mit einem ^{14}C -Alter von 10.800 ± 180 BP (13170–12490 cal. BP) und unmittelbar über dem Grundwasserspiegel mit 9.690 ± 180 BP (11280–10790 cal. BP) zeigt an, dass der rund 40 m mächtige und 600 m breite vordere Teil des Murenkegels wohl mehr oder weniger über die volle Breite seit dem Beginn des Holozäns sedimentiert wurde. Das würde, bei Zugrundelegung der annähernd gleichen Morphologie des Murenkegels als Ausgangssituation am Beginn des Holozäns, die Ablagerung von rund 15 Mio m³ Murenmaterials oberhalb des Seespiegels bedeuten.

Südlich des Gschlifgrabens ist im Fußbereich des Traunsteins eine starke Ablösung größerer turmartiger Felspartien (Kaltenbach Wildnis) und Auflockerung zu beobachten (Abb. 11), die zu starker Schuttbildung am Hangfuß bis südlich Moaristidl geführt hat. Auf eine stete, langsame Weiterentwicklung dieser Vorgänge deuten wiederkehrende schwache Erschütterungen im Untergrund hin (SCHÄFFER, 1983; WEIDINGER, 2003).

Die Ursache dieser Bewegungen ist wohl in der Unterlagerung der Karbonate durch die Gesteine des Ultrahelvetikums an der Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone zu suchen. Dabei geben die weicheren Gesteine des Ultrahelvetikums plastisch nach, wodurch die harten steiferen Karbonate die gesamte Spannung aufnehmen, so dass die Auflockerung und Lösung der turmartigen Felspartien erfolgt (POISL & EPPENSTEINER, 1989). Dementsprechend ist dieser Vorgang auf den Bereich des Traunsteinfußes beschränkt, wo die Überschiebungsbahn in der Flanke des übertieften Beckens ausstreicht. Südlich der



Abb. 11.
Ablösung turmartiger Felspartien am Fuß des Traunsteins.

Schnittlinie von Überschiebungsbahn und Beckenboden ist ein typisch fjordartiges Trogtal mit stabilen Flanken entwickelt.

11 Blockwerk

Unter Wandstufen treten immer wieder sehr grobe Schuttbildungen auf, die durch grobes Blockwerk charakterisiert werden. Diese entstehen durch wiederholte kleinere Felsstürze oder durch Vorzeichnung großer massiger Klutkörper im Ausgangsgestein.

10 Sumpfige Wiese, Niedermoor

In Bereichen mit stauender Nässe haben sich auch größere Flächen (z.B. SW und S Hollereck am Traunsee) mit sumpfigen Wiesen entwickelt, die am augenfälligsten durch Schilfbestände charakterisiert werden. Hier bildet sich teilweise noch heute Braunmoostorf.

9 Hangschutt, Schuttkegel

Besonders in den kalkalpinen Bereichen sind an manchen Hängen mächtige Schuttdecken entwickelt. Am stärksten ist die Schuttbedeckung unter Wandstufen, wo vornehmlich durch die Frostverwitterung auch mächtige Schutthalden entstehen. Hier sind oft unter Rinnen in der Wand auch steile Schuttkegel entwickelt.

8 Schwemmkegel

Am Ausgang vieler Gräben zu den größeren Gerinnen sind durch die Bäche oder perennierende Gerinne kegelförmige Ablagerungen des bei Hochwässern mitgeführten Schuttes entstanden. Die Neigung der Kegel hängt hauptsächlich vom Gefälle des Gerinnes und der Korngrößenzusammensetzung des Schuttes ab.

7 Erosionskante

Erosionskanten entstehen durch die Zerschneidung von Terrassenkörpern durch Tiefen- und Seitenerosion der Gerinne. Sie markieren als auffällige morphologische Form den Rand der Terrassenfläche.

6 Ablagerung in Talsohlen und Talkerben (Kies, Sand, Wildbachschutt)

Dabei handelt es sich um die jüngsten Ablagerungen kleinerer und größerer Gerinne, die oft noch im Überflutungsbereich liegen. Ihre Korngrößenzusam-

mensetzung ist, besonders bei kleineren Gerinnen, stark von der Zusammensetzung der Gesteine in deren Einzugsgebiet abhängig.

3.5.7. Holozän

5 Subaquatische Rutschmasse

Bei ständig anwachsenden unkonsolidierten Sedimentmengen kommt es je nach Gefälle des Seebodens zur spontanen Auslösung von Rutschungen. Das dabei verfrachtete Sediment verliert die interne Struktur und zeigt keine Sortierung.

Am weitesten verbreitet sind derartige Bildungen am Ostrand des Seebeckens, wo von den steilen Flanken des Grünbergs, dem Gschlifgraben und aus der Flanke des Traunsteins viel (auch gröberer) Detritus in den See verfrachtet wird. Kleinere Bereiche sind auch an den steileren Bereichen im Westen zu finden, wo offensichtlich feiner Schlamm verfrachtet wurde.

4 Bereich mit gehäuft auftretenden Turbiditen im Seeboden

In den tiefsten Bereichen des Seebodens werden von immer wiederkehrenden lawinenartigen Trübeströmen (turbidity currents) in kürzester Zeit große Sedimentmengen abgelagert. Diese gehen von den Deltabereichen der Traun im Süden und den Bächen im Gschlif- und Jochamgraben aus, die ständig, aber besonders bei Hochwassereignissen, viel Sediment im Bereich der Mündung ablagern. Dieses wird dann instabil und fließt – im Abrutschen zu einer Suspension aufgewirbelt – ins Beckentiefste ab. Beim Abgang der Turbidite der Traunmündung werden auch immer wieder Teile der Schlammdeponie beim Trauneck mit verfrachtet (STURM & MÜLLER, 1984; GRATZER et al., 2005).

3, 2 %-Isolinien von Dolomit, %-Isolinien von Quarz

In den See werden durch die Gerinne, den flächenhaften Abfluss und menschliche Aktivität Quarz, Dolomit und Kalzit als feiner allochthoner Detritus eingebracht und am Seegrund abgelagert. Dazu kommt noch der durch Plankton-Organismen gefällte autochthone Kalzit (SCHNEIDER, CLAES & KERSTING, 1984).

Aus der Verbreitung von Dolomit ist im südlichen Teil des Sees sehr schön die Zugrichtung der Traun am östlichen Ufer nachgezeichnet, die sich bei Hochwässern auch durch die Zugrichtung des trüben Wassers dokumentiert.

1 Deponie, Aufschüttung

Damit werden künstliche Geländeänderungen bezeichnet, die auf Blatt Gmunden nur sehr kleinräumig vorkommen.

4. Mineralische Rohstoffe

4.1. Steine und Erden, Industriemineralien

4.1.1. Lockergesteine

Verschiedene, vorwiegend karbonatdominierte Kies-Sand-Vorkommen werden auf Blatt Gmunden in Abbauen von lokaler, regionaler und auch überregionaler Bedeutung als Baurohstoffe genutzt. Wirtschaftlich am bedeutendsten sind dabei die Kiesabbau in den würmzeitlichen Terrassen und Staukörpern. Die Bestandsaufnahme der Abbaustellen geht auf mehrere landesweit oberösterreichische bzw. bundesweite Untersuchungen von Ende der 1970er bis Ende der 1990er Jahre zurück (LETOUZÉ-ZEZULA et al., 1990; 1999–2000; MOSHAMMER & MALECKI, 1994; REITNER & HEINRICH, 1992; ZEZULA et al., 1981) und wird im La-

gerstättenarchiv („Steinbruchkartei“) der Geologischen Bundesanstalt ständig aktualisiert.

In der linksufrig der Traun gelegenen Niederterrasse liegen große Gruben mit Abbautiefen von etwa 20 Metern bei Unterthalham und nordwestlich Steyermühl. Die hochwertigen Kies-Sande werden zu Betonzuschlagstoffen verarbeitet, zu Splitt gebrochen oder als Putzsande verwertet. Kiese der Eisrand-Staukörpersedimente werden im Raum Ebensee bei Rindbach, Roith und Lahnstein und im Weißenbachtal genutzt. Auch sie werden vorwiegend als Betonzuschlagstoffe eingesetzt. Genese und Sedimentstrukturen der Aufschlüsse im Weißenbachtal sind detailliert in STRAKA (2001) beschrieben.

Kies-Sand-Abbaue, die bei Bedarf für den Wege- und Forststraßenbau abgebaut werden, liegen in der Würm-Moräne beim Wirtshaus Großalm und bei Vichtau. Von den ganz jungen Sedimenten werden bedarfsweise Hangschuttkörper oberhalb Siegesbach südwestlich Traunkirchen (lehmgiger Kalkschutt) und an der Forststraße Grasbergstube im Bereich Steinalm- und Wettersteinkalk abgebaut. Ein großer Abbau war früher im Schwemmkegel bei der Taferlklausen unterhalb der Bischofsmütze mit Hauptdolomit und Steinalm-, Wettersteinkalk im Einzugsgebiet aktiv. Fallweise für Wegebeschotterung genutzt werden auch die Schwemmkegel und Hangschuttkörper aus Hauptdolomit nordöstlich des Bahnhofes Langwies. Gelegentlich wird Wildbach- und Flussschotter im Mitterweißenbach und im Äußeren Weißenbach entnommen, der für Bauzwecke verwertet wird.

Zum Großteil verfüllt ist das Seekreide-Vorkommen Zwieselbach im Höllbachtal; nur noch die zur Abfolge des Eisrandstaukörpers gehörenden fluviatilen, partienweise verfestigten Kiese im Hangenden sind aufgeschlossen. Die den lakustrinen Abschnitt repräsentierenden Bänderschluße wurden früher zu Fensterkitt verarbeitet und auch bei der Weltausstellung 1873 in Wien präsentiert. Eine anschauliche Beschreibung des Vorkommens findet sich bei VAN HUSEN (1977) und nachfolgend bei STRAKA (2001).

4.1.2. Festgesteine

Am Pinsdorfberg, dem nordöstlichen Ausläufer des Gmundnerberges, werden seit 1907 Flyschablagerungen zur Portlandzement-Produktion abgebaut. Zu Beginn ging der Abbau innerhalb der oberkretazischen Ahornleiten-Subformation auf Kalkmergel in Talnähe um. Nachdem die Abbauhöhe nicht mehr bewältigbar war, verlegte man den Abbau auf die Bergkuppe und beförderte seitdem das Rohmaterial über einen Schrägaufzug zu Tal. Auch wurde schon um 1910 der „Hatschek-Bruch“ in Ebensee in Betrieb genommen, der die Kalkkomponente für den Zement liefert, wodurch am Pinsdorfberg auch die kalkarmen Flyschanteile mitverwendet werden konnten. Für den Zementklinker werden Flysch und Kalkstein im Verhältnis 1 zu 2 (oder 3) gemischt. Mehrere kleine Steinbrüche im Bereich der Flyschzone wurden zur Gewinnung von Bausteinen betrieben.

Der schon erwähnte Steinbruch in gebanktem Dachsteinkalk, südlich von Ebensee auf der östlichen Talflanke unter dem Haslergupf gelegen, ist seit ca. 100 Jahren in Betrieb. War er vor dem 2. Weltkrieg, ebenso wie die heute kaum mehr erkennbaren weiteren zwei Brüche gegen Finkenleiten hin, auch für Bahnschotter, Bruchstein, Weißkalk und für die Traunregulierung als Wasserbaustein in Verwendung, so wird er seither ausschließlich der Kalkkomponente für das Zementwerk Gmunden wegen betrieben. Sein älterer, tieferer Teil mit der Hauptetage auf 475 m und dem teilweise erhaltenen und als Waggonverladestelle integrierten Stollensystem, das aus dem 2. Weltkrieg stammt, wird sukzessive reaktiviert. 1996 wurde der Abbau im Projekt Pfeiferkogel hangaufwärts fortgesetzt und ist weiterhin für die Zementherstellung sehr produktiv.

Als chemisch hochreine Kalksteine haben sich der helle Plassen- und Tresensteinkalk bewährt. Auf Blatt Gmunden finden sie sich einzig im Bereich Hoch-

lindach – Karbach, östlich des Traunsees, wo sie als schmaler langgestreckter Zug auftreten. Von 1890 bis 2005 baute die Firma SOLVAY den Kalkstein, der per Schiff und Seilbahn in die Sodafabrik Ebensee transportiert wird, zur Calcinierung für den Solvay-Prozess ab.

Eine weitere alte Abbaustelle (Steinbruch Eisenau) am Traunsee-Ostufer ist im Bereich des Tiefengrabs bzw. am Westfuß des Schönberges, gegenüber von Traunkirchen sichtbar. Den zum Zug des Traunsteins gehörenden Wettersteinkalk begann in den 1940er Jahren die Gmundner Kalkwerksgesellschaft m.b.H. abzubauen und per Schiff zu den Kalköfen „Unterm Stein“ beim Gasthof Hoisn zu liefern. Dort wurden seit 1862 Kalköfen betrieben (WEIDINGER, 2001), und neben Branntkalk und Düngerkalk wurde auch Schotter erzeugt. Der Rohstoff stammte, abgesehen vom Steinbruch Eisenau, aus der näheren Umgebung und bestand aus Wettersteinkalk-Geröllen aus den natürlichen Schuttrinnen und aus Lias-Kieselkalken, die am Westende des Kalkofenzuges in der Steinbruchwand „Heiliger Petrus“ bzw. Schober- oder Ansetzbruch (PREY, 1980, KIESLINGER, unpubl.) trotz Felssturzereignissen (WEIDINGER, 2003) abgebaut wurden.

Rotkalk der Adnet-Formation wurden an der Erlakogel-Westflanke an mehreren, nur per Schiff erreichbaren Abbaustellen im Traunsee-Niveau, zwischen Rötstein im Norden und Rindbach im Süden, gebrochen. Als Merkmal führen ROSENBERG (1959) und GEYER (1911) an, dass sie reichlich Spatadern führen und vergleichsweise fossilarm sowie dickplattig sind.

Mit teilweise geographisch irreführenden Lokalnamen versehen, wurden diese Gesteine als „Traunsee-“, „Traunstein-“, „Karbach-“, „Ebenseer“, „Rindbach-“ und „Zinselbach-Marmor“ in der Gegend von Ebensee und Gmunden in der profanen und sakralen Innen- und Außenarchitektur (z.B. Pfarrkirche und Evangelische Kirche Gmunden; Tür- und Fenstergewände), für Grabsteine, und Pflasterplatten (Rathausplatz Gmunden) verwendet. Als weitere Beispiele seien das Württemberg'sche Schloß Traunsee und der Steinerner Saal im Linzer Landhaus genannt. Die früheste Erwähnung datiert von 1706, der letzte Abbau von „rotem Traunstein-Marmor“ erfolgte im Zinselbachbruch durch die Fa. Peer & Co OHG in Traunkirchen noch 1961. Diese Daten stammen aus Kieslinger (unpubl.), der auch zahlreiche Verwendungsbeispiele anführt.

Über den südlichsten dieser Rotkalkbrüche („Spitzelsteinbruch“) ist bekannt, daß im 19. Jh. der Vorgänger der Gmundner Kalkwerksgesellschaft auch den Kalkstein von hier für das Kalkwerk „Unterm Stein“ verwendete, beziehungsweise anschließend, zwischen 1885 und 1890, die Sodafabrik den Kalkstein von hier bezog. Für die Ansprüche letzterer war er damals jedoch nicht geeignet, worauf jene in Karbach den eigenen Abbau auf Plassenkalk eröffnete.

Wasserbaustein wurde fallweise und nur in geringem Ausmaß am Ausgang des Mühlleitengrabs westlich Lahnstein in den 40er Jahren des 20. Jh. gewonnen. In einem landesweiten Karbonatrohstoffprojekt der 90er Jahre wurde dieser Hauptdolomit als potentieller Düngerrohstoff ausgewiesen (POSCHER et al., 1987). Dies ist eine der wenigen Abbaustellen im Hauptdolomit. Eine weitere befand sich im südlichen Aurach-Seitental zur Lueg, wo Hauptdolomit, Hangschutt und Kies abgebaut wurden.

Seit 1995 besteht ein Steinbruch im Wettersteindolomit bis -kalk, der südwestlich des ehemaligen Kreide-Vorkommens in der Zwieselbachalm Kalksplitte, -mehle sowie Wurfsteine liefert. Laut geologischer Karte in derselben Formation – nämlich Wettersteindolomit – befindlich, jedoch aufgrund lithologischen Vergleiches mit dem oberen Wettersteinkalk-Niveau geringfügig jünger als im nördlichen Steinbruch, sind diese Dolomite, die im Sattelbereich der Mitterweißbachfurche von der Landesstraße durchschnitten werden, in einschlägigen Rohstoffprojekten punktuell untersucht worden und erwiesen sich als hochwertiges, helles und überwiegend chemisch sehr reines Vorkommen (MOSHAMMER & LOBITZER, 1996; POSCHER et al., 1987).

4.1.3. Industriemineralerale

Kleine Vorkommen von Gips (Signatur von Haselgebirge) beißen auf der Südseite des Gschliefgrabens unter dem Zirlerberg an der Kalkalpenbasis aus und sind Mitverursacher der Massenbewegung des Gschliefgrabens (PREY, 1980). Nach WEIDINGER (2001) bestanden im Bereich Hoisn kleine Gipsmühlen, auf die nur mehr Hausnamen verweisen.

4.2. Erze

Im Bereich des Kartenblattes treten keine bedeutenden Erzmineralisationen auf. Lediglich am Weg zur Hochsteinalm (W Traunkirchen) befand sich im Gebiet der „Erzgrub“ ein kleiner Bergbau auf Kupfer. Die sulfidischen Erzmineralisationen (Kupferkies, Tenorit, Cuprit) sind hier wahrscheinlich an anisische Karbonatgesteine gebunden. Zur Geschichte dieses alten Abbaus gibt es keine genaueren historischen Informationen. Anfang des 20. Jahrhunderts wurden hier im Zuge von Untersuchungsarbeiten ein Stollen und ein Schmelzofen entdeckt.

Ein weiterer unbedeutender Bergbau auf Eisen soll zwischen 1744 und 1751 im Gebiet der Windlegern SW des Kollmannsberges stattgefunden haben (WEIDINGER, 1999). Eine genaue Lokalisierung dieses Abbaues fehlt bis dato.

4.3. Kohle

Geringmächtig auftretende Glanzbraunkohlenflöze wurden bereits in der 1. Hälfte des 19. Jahrhunderts im Turonium der Unteren Gosau-Subgruppe im Bereich des Eisen- und Karbachs beschürft. Die Arbeiten im Hoffnungsbau von Eisenau wurden mangels wirtschaftlicher Bedeutung bereits 1830 wieder eingestellt (WEIDINGER, 1999).

5. Kohlenwasserstoffe

Der Schöneck-Fischschiefer ist das einzige bekannte Erdölmuttergestein in der oberösterreichischen Molassezone und erreicht in der Bohrung Regau 1 die Grenze, ab der Erdöl generiert werden kann. Die potentiellen Speichergesteine für Erdöl und thermisches Erdgas sind sowohl in der Vorlandmolasse, als auch unter den alpinen Decken die mesozoischen Sandsteine und Karbonate (Mitteljura, Oberjura, Cenomanium) und die Sandsteine und Lithothamnienkalke im Eozän. Unter den alpinen Decken wurden bei Regau 1 und Aurach 1 nur unwirtschaftliche Öl- und Gasspuren getestet. Im Vorland wurden geringe Mengen Öl aus den fluviatilen und marinen Sandsteinen des Eozän gefördert.

Aus den Sandsteinen und Konglomeraten der Molasseschuppen und den autochthonen Hall- und Puchkirchen-Formationen konnten in jüngster Zeit in den Bohrungen Burgstall 2, Kraims 1, Rosenau 1, Seewalchen 1 und Thal 1 (s. Kap. 7) kleinere Gaslagerstätten erschlossen werden. Die langjährige Förderung von biogenem Gas beschränkte sich vorher auf die steil gestellten Sandsteine in den Lindach-Schichten im Gasfeld Lindach Süd.

6. Hydrogeologie

Das ÖK50-Kartenblatt 66 Gmunden erfasst im Norden noch die Molassezone. Nach Süden schließen auf dem Kartenblatt die Flyschzone und die Nördlichen Kalkalpen an. Während im besagten Gebiet die Schichtglieder des Rhenodanubischen Flysches und des mit diesem verschuppten Ultrahelvetikums sowie die tertiären Gesteine der Molassezone aufgrund der vorwiegend mergeligen Ausbildung nur wenig Grundwasser führen, sind die die Molassezone und den Nord-

rand der Flyschzone verhüllenden quartären Sedimente und die Nördlichen Kalkalpen von großer wasserwirtschaftlicher Bedeutung.

Das im Norden des Kartenblattes der Molassezone und dem Nordrand der Flyschzone aufliegende, mächtige quartäre Sedimentpaket ist das Produkt des Traungletschers und der von ihm ausgehenden Schmelzwasserströme. Es besteht aus mächtigen Moränen und diesen vorgelagerten, miteinander in Verbindung stehenden Schotterkörpern (Abb. 12). Für das sich in den Schotterkörpern bewegende Grundwasser ist das Relief des aus Schlier und Flysch bestehenden stauenden Untergrundes von großer Bedeutung. In diesem wurden in vorpleistozäner und pleistozäner Zeit Rinnen eingetieft, die nicht mit den rezenten Tälern konform gehen. Abb. 12 zeigt die Lage dieser Rinnen nach FLÖGL (1970) und VOHRZYKA (1973). Die mit Zehnermeter mächtigen quartären Sedimenten gefüllten Rinnen üben einen entscheidenden Einfluss auf die Wasserbewegungen im Untergrund aus, indem sie den Grundwasserstrom kanalisieren. Ein gutes Beispiel dafür liefert nach VOHRZYKA (1973) die von der Lenzinger Fabrik im Ager tal ins Tal der Dürren Aurach führende Seitenrinne, in der aus der Oberen Ager rinne überlaufendes Wasser der Dürren Aurachrinne zuströmt – unter einem Geländerrücken hindurch. Die Grundwasserneubildung in den Schotterkörpern findet vorwiegend durch versickerndes Bach- oder Flusswasser statt. An Verengungen kommt es zu Grundwasseraustritten, so z.B. in der Dürren Aurachrinne, wo südlich von Puchheim ein Teil des Grundwassers als Quellen austritt (VOHRZYKA, 1973).

Die Wasserdurchlässigkeit der quartären Schotterkörper ist relativ hoch, LOHBERGER (1997) gibt für das Gebiet Vöckla – Ager – Traun – Alm k_f -Werte zwischen $1 \cdot 10^{-4}$ und $1 \cdot 10^{-2}$ m/s an, der Durchschnittswert beträgt $3 \cdot 10^{-3}$ m/s. Dementsprechend hoch ist auch der Grundwasserdurchsatz des Rinnensystems. Nach FLÖGL (1970) macht er in Summe mehrere 100 l/s aus. Im besagten Gebiet befinden sich einige große Brunnenanlagen, die die ergiebigen Grundwasserverhältnisse dokumentieren. Nach den Wasserbüchern der Bezirkshauptmannschaften Vöcklabruck und Gmunden sind die größten Anlagen in der Oberen Ager rinne der Absenk- und der Flutungsbrunnen der Lenzing AG und die Brunnen der Gemeinde Lenzing mit einer Höchstwasserentnahmemenge von 360 l/s bzw. 35 l/s. In der Dürren Aurachrinne sind die Brunnen Grafenbuch des Wasserleitungsverbandes Vöckla – Ager mit einer Leistung von 150 l/s, in der Vöcklabrucker Schlierwanne die Brunnen des Eternitwerkes in Vöcklabruck mit einer Spitzenentnahmemenge von 100 l/s situiert. In der Oberen Traunrinne steht dem Wasserwerk Au der Gemeinde Gmunden eine Höchstwasserentnahmemenge von 40 l/s zu. In der Mittleren Traunrinne haben die Brunnen der Papierfabrik Laakirchen eine Spitzenentnahmemenge von insgesamt 899 l/s und die Brunnen der Papierfabrik Steyrmühl von 716 l/s, wobei diese Anlagen zu einem Großteil Uferfiltrat der Traun fördern.

Weitere ergiebige Grundwasservorkommen sind auf Blatt Gmunden auf seiner Südhälfte, nämlich im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, vorhanden. Ein besonders gut untersuchtes Gebiet ist das Höllengebirge, ein tiefgründig verkarsteter Block aus Wettersteinkalk, an dessen Südfuß sehr ergiebige Karstquellen zu liegen kommen (Tafeln 2 und 3, Tab. 1). Basierend auf der Quellaufnahme von GAMERITH & KOLLMANN (1976) wurde hier in den Achtzigerjahren vom Institut für Geothermie und Hydrogeologie der Forschungsgesellschaft Joanneum in Graz ein umfangreiches Forschungsprogramm durchgeführt (BENISCHKE et al., 1982–1986), das schließlich zum in den Jahren 1986 und 1987 durchgeführten Markierungsversuch führte. Bereits aus den Vorarbeiten (BENISCHKE et al., 1982–1986) ging hervor, dass der unterirdische Abfluss des Höllengebirgs-Karststockes im Wesentlichen nach Süden gerichtet sein muss, da sich im Süden die großen Wasseraustritte konzentrieren. Nachgewiesen wurde der nach Süden gerichtete Abfluss erstmals 1983 in einem Markierungsversuch der Hydrologischen Untersuchungsstelle Salzburg (Gutachten HAIDER nach BENISCHKE & ZOJER, 1988),

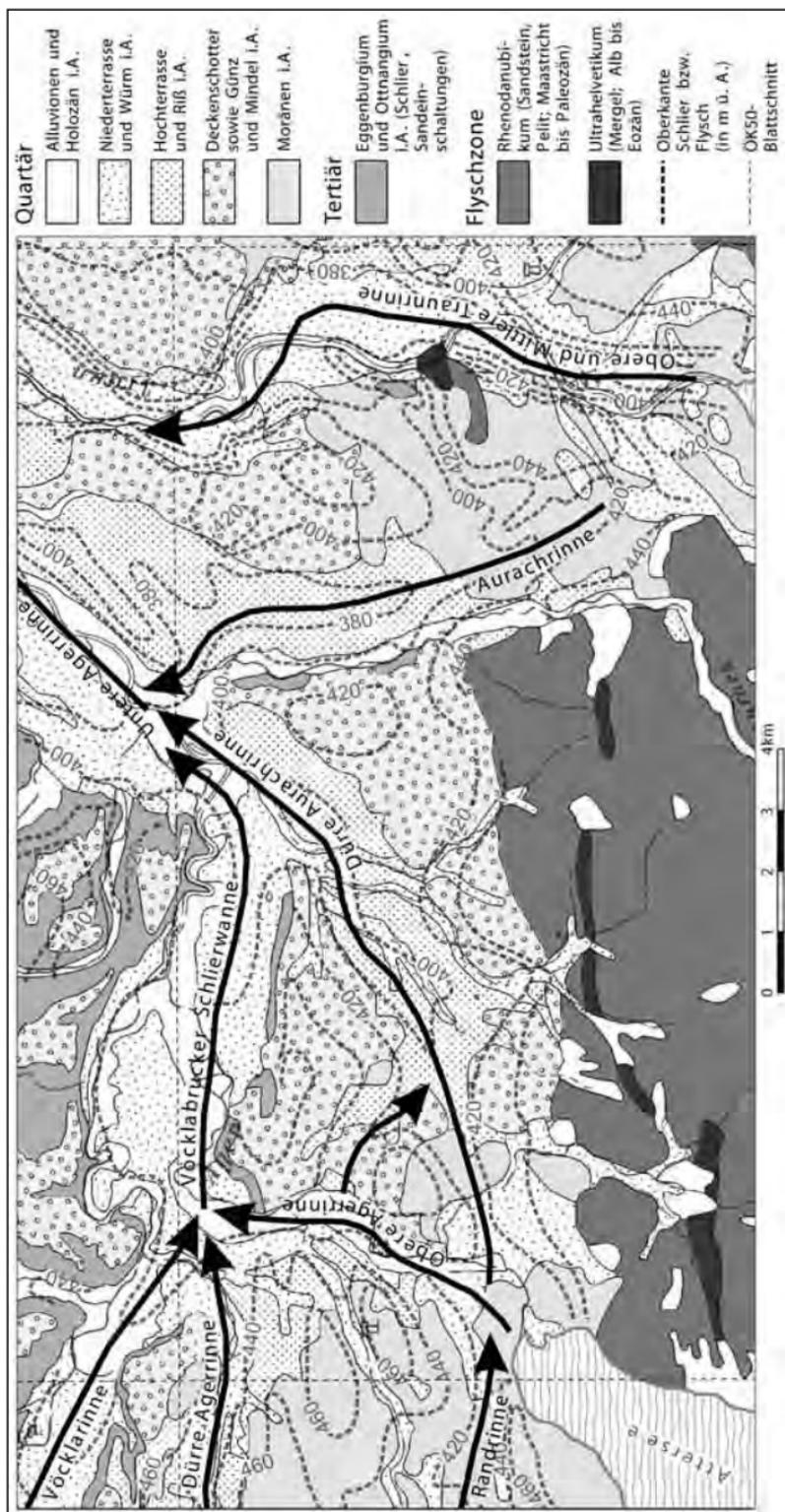


Abb. 12. Rinnensystem im Schlier bzw. Flysch verändert nach FLÖGL (1970) und VOHRZYKA (1973). Geologie nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1 : 200 000.

Tabelle 1.

Schüttungscharakteristik der größten Quellen des Höllengebirges auf Basis von Monatswerten der Jahre 1981 bis 1984 (nach BENISCHKE & ZOJER, 1986).

Quelle	Minimale beobachtete Schüttung [l/s]	Mittlere beobachtete Schüttung [l/s]	Maximale beobachtete Schüttung [l/s]
Schwarzenbachquelle	70	538	2500
Gimbach-Ursprung	50	342	3500
Höllbach-Ursprung	50	326	2500
Miesenbachquelle	24	916	9581
Schusterbachquelle	0,5	121	1000
Langbathquelle	30	66	200
Kaltenbachquelle	4	29	150

bei dem westlich des Hochleckenkogels (Eingabestelle 2 in Tafel 2) eingespeist wurde und ausschließlich im Gimbach-Ursprung ein Farbdurchgang zu verzeichnen war. Durch den von der Forschungsgesellschaft Joanneum durchgeführten Markierungsversuch wurde diese Abflussrichtung im westlichen und mittleren Abschnitt des Höllengebirges bestätigt. Bei diesem Markierungsversuch waren ebenfalls nur in den im Süden gelegenen Großquellen hohe Tracerkonzentrationen zu verzeichnen, nämlich in der Schwarzenbachquelle sowie im Gimbach- und Höllbach-Ursprung – und das bereits kurze Zeit nach der Einspeisung (Tafel 2). Die Einzugsgebiete der drei genannten Quellen überlappen den Markierungsergebnissen zufolge nur wenig, die eingesetzten Farbstoffe waren nämlich jeweils nur in einer Quelle in großer Konzentration nachzuweisen, was für den Grundwasserschutz von wesentlicher Bedeutung ist.

Interessant ist weiters der Umstand, dass mit etwas Zeitverzögerung auch in der im Nordosten gelegenen Kaltenbachquelle geringe Konzentrationen der im zentralen Teil des Höllengebirges eingespeisten Farbstoffe zu verzeichnen waren (Tafel 2). Die östlichste Markierung (Einspeisepunkt 6 in Tafel 2) lieferte aufgrund ungünstiger Rahmenbedingungen nur das bescheidene Ergebnis, dass aus der Umgebung des Feuerkogels sowohl die Kaltenbach- und Langbathquelle im Norden als auch die Miesenbach- und die Schusterbachquelle im Süden alimentiert werden. Über Abstandsgeschwindigkeiten konnten aufgrund der nur in einzelnen Aktivkohleproben nachgewiesenen Tracerspuren keine eindeutigen Ergebnisse erzielt werden. Eine zusammenfassende Darstellung der einzelnen Markierungsergebnissen ist in BENISCHKE et al. (2006) publiziert.

Im Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen kommen zwei ausgedehnte quartäre Kieskörper mit bedeutenden Grundwasserreserven zu liegen, die in BAUMGARTNER (1993) und BECKE (1993) beschrieben werden. Es handelt sich um die bis 200 m mächtigen Sedimente des Trauntales südlich Ebensee und um die einige Zehnermeter mächtige Talfüllung des zum Attersee entwässernden Äußeren Weißenbachtals. Für die beiden Lockersedimentkörper führten die beiden genannten Autoren Erkundungen in Hinblick auf die Errichtung eines Schongebietes durch.

Ein Porenaquifer, der von einem ergiebigen Karstwasserstrom angespeist wird, wird durch das Wasserwerk Traunstein West der Gemeinde Gmunden am Fuße des Traunsteins beim Moaristidl erschlossen. Drei zwischen 90 und 96 m tiefe Brunnen mit einer Förderleistung von je 27 l/s fassen hier das Grundwasser in den dem Traunstein vorgelagerten quartären Sedimenten aus Hangschutt, Kies, Sand und Konglomerat, die vom aus Nordosten kommenden Karstwasser angeströmt werden. Die Situation des Fassungsgebietes wurde durch Ch. SCHMID mit

refraktionsseismischen Methoden näher untersucht. Die Lage des Einzugsgebiets wurde in einer geologischen Studie von H.-J. GAWLICK abgegrenzt. Den Tritiumuntersuchungen der Firma HYDROISOTOP zufolge weist das Wasser eine mittlere Verweilzeit von 5 bis 10 Jahren auf (STADTGEMEINDE GMUNDEN, 1999).

Im Gegensatz zu den beschriebenen, an Grundwasser reichen, mächtigen quartären Lockersedimenten im Norden des Kartenblattes und den Nördlichen Kalkalpen zeichnet sich das Verbreitungsgebiet des Rhenodanubischen Flysches und der Gesteine des Ultrahelvetikums durch nur gering erziehbare Grundwasservorkommen aus. VOHRZYKA (1973) schreibt dazu: „Etwas Wasserzirkulation ist in den Porenräumen und vor allem den Klüften der Sandsteinschichten möglich, sofern Kalksandsteine vorliegen, sind auch karstähnliche Lösungserscheinungen nicht selten (freundliche Mitteilung von Prof. Dr. J. SCHADLER), doch einen ausgeprägten Wasserleiter gibt es in der ganzen Serie nicht. Wo Tonschiefer und Mergel als Ausgangsgestein vorliegen, ist die Verwitterungsschwarte tonig-lehmig und fast völlig undurchlässig, überwiegen die Sandsteine, so bilden sich eine oft mehrere Meter mächtige Schicht von Hangschutt aus, die eine gewisse Fähigkeit zur Wasserspeicherung besitzt und Ursache von zahlreichen kleinen, sehr niederschlagsabhängigen Hangschuttquellen ist. Keine dieser Quellen erlangt mehr als lokale Bedeutung.“ Da es sich bei diesen um sehr oberflächennahe Grundwasserkörper handelt, sind sie sehr anfällig gegen von der Oberfläche her eingebrachte Verunreinigungen.

Die geringe Grundwasserergiebigkeit in der Flyschzone wird auch aus der Siedlungswasserwirtschaftlichen Erhebung des Wasserwirtschaftskataster (LOHBERGER, 1981) ersichtlich. Auf Kartenblatt Gmunden wurden im Verbreitungsgebiet des Rhenodanubischen Flysches und des Ultrahelvetikums neun für die zentrale Wasserversorgung genutzte Quellen erhoben, für die auch eine mittlere Schüttung angegeben wird. Diese liegt zwischen 0,2 und 8 l/s und beträgt im Durchschnitt lediglich 1,6 l/s.

7. Ergebnisse der Tiefbohrungen in der Molassezone und der Flyschzone

7.1. Lithostratigraphie

Kristallin

Das Kristallin der Böhmisches Masse wurde in den 4 Tiefbohrungen Aurach 1, Regau 1, Lenzing 1 und Timelkam 1 der Rohöl-Aufsuchungs AG erreicht (Tafel 3). In der Bohrung Aurach 1 wurden Paragneise mit Pegmatit- und Amphibolitlagen und in der Bohrung Lenzing 1 Cordieritgneise gekernt.

Jura

Der Jura wurde in den 3 Tiefbohrungen Regau 1, Lenzing 1 und Timelkam 1 durchteuft. Bei der Bohrung Aurach 1 wurde auf der Zentralen Schwellenzone das gesamte Mesozoikum vor dem Tertiär abgetragen, sodass Eozän direkt auf dem Kristallin liegt.

Der Jura beginnt in allen 3 Bohrungen mit Sandsteinen des Mitteljura (Bathonium–Bajocium). Die darüber folgenden knolligen Kalke mit Echinodermen und Bivalven des Callovium sind in der Bohrung Timelkam 1 besonders reich an Glaukonit. Im unteren Malm lagern sich auf dem tieferen Schelf die Karbonate der Kieselschwammfazies in der Ausbildung des Treuchtlinger Marmors ab. Sie werden von einer Rasenkorallenfazies überlagert. Die größte Juramächtigkeit ist in der Bohrung Regau 1 mit ca. 265 m erhalten geblieben. Im Juraprofil von Regau entwickelt sich über den Rasenkorallen ein Kelchkorallenriff, Ooid- und Onkoidbänke, die von den lagunären Karbonaten des Tithonium–Berriasium („Purbeck“) überlagert werden.

Die Juraentwicklung der Bohrung Regau 1 lässt sich am besten mit Profilen vergleichen, die rezent westlich der Thomasroith-Störung ca. 15 km weiter im Norden liegen.

Kreide

In der Unterkreide wurde der gesamte Rand der Böhmisches Masse angehoben und der größte Teil vom Jura erodiert. Kreide wurde nur in der Bohrung Regau 1 mit einer Mächtigkeit von ca. 60 m durchörtert. Ein 25 m mächtiger Bereich mit größeren verkarsteten Hohlräumen, 30 m unterhalb der Oberkante im Jura-karbonat, wurde mit Sand- und Tonsteinen der Unterkreide (Schutzfelsschichten) verfüllt.

Mit der marinen Überflutung im Cenomanium wurden Sturmlagen aus glaukonitischen Tonmergeln und Glaukonitsandsteinen auf dem tieferen Schelf abgelagert (Regensburg-Formation). Diese Entwicklung setzt sich mit feinkörnigeren Glaukonitsandsteinen und schwarzen glaukonitischen Tonmergeln im Unterturonium fort.

Bei einer erneuten Hebung im unteren Tertiär wurde in diesem Gebiet die gesamte Kreide vom Maastrichtium–Campanium bis in das Unterturonium wieder abgetragen. Nach den seismischen Profilen der Österreichischen Mineralöl-Verwaltungs AG sollte die Kreide am Südrand der Schwellenzone wieder einsetzen.

Obereozän

In den Bohrungen Regau 1, Lenzing 1 und Timelkam 1 sind die Abfolgen in den Eozänprofile ähnlich entwickelt. Die Profile beginnen mit den fluviatilen Sandsteinen und bunten tonigen Aulehmen der Voitsdorf-Formation (Limnische Serie). Die darüber folgenden paralischen, schwarzen Tonmergel mit Lumacheln der Cerithienschichten werden von sandgefüllten Gezeitenkanälen durchschnitten. Darauf folgt der flachmarine Sandstein der Ampfing-Formation. Den Abschluss bilden die im flachmarinen Milieu abgelagerten Rotalgen- und Korallenriffe des Unteren und Oberen Lithothamnienkalks. Sie werden durch mit Sand gefüllte Kanäle getrennt. Obwohl die Bohrung Regau 1 in der Fortsetzung der Zentralen Schwelle liegt, zeigt sie ein Eozänprofil, wie es für die Lagune im N der Schwelle typisch ist. Im Gegensatz dazu wurden in der Bohrung Aurach 1 über einer geringmächtigen flachmarinen Tonlage turbiditische, dunkelbraune bis gelblichbraune, splittrige biogenreiche Kalke angefahren. Das entspricht der südlichen Molassefazies, der Rogatsboden-Formation.

Oligozän

Nach dem Eozän sinkt das Molassebecken ab. In der nördlichen Molasse lagert sich im Kiscellium das typische Profil mit den bituminösen, dunkelbraunen Kalkmergeln des Schöneck-Fischschiefer (Lattorf-Fischschiefer), dem hellgrauen bis fast weißen coccolithischen Chalk der Dynow-Formation (Heller Mergelkalk) und den laminierten, teilweise siltigen Peliten mit hellen Nannoplanktonbelägen der Eggerding-Formation (Bändermergel). Diese Abfolge wurde in den Bohrungen Regau 1, Lenzing 1 und Timelkam 1 angetroffen. In der Bohrung Aurach 1 wurden 25 m mächtige dunkelbraune und gelbliche turbiditische Kalkmergel und Olistolithe erbohrt.

Im oberen Kiscellium wurden in Aurach 1 zum ersten Mal in der autochthonen Molasse 50 m grüngraue turbiditische Sandsteine der Deutenhausen-Formation erschlossen.

In den Bohrungen Regau 1, Lenzing 1, Timelkam 1 und Burgstall 1 tritt die dunkelgraue pelitische Tiefwasserfazies mit dunkelbraunen Kalkmergellagen aus dem distalen Bereich von Turbiditen auf.

Die Bohrungen Aurach 1, Regau 1, Lenzing 1, Timelkam 1, Burgstall 1 und Sicking S 1 haben das Egerium zur Gänze durchteuft. In den Profilen wechseln ver-

schuppte Bereiche mit autochthonen Strecken ab. Vor den submarin erodierten Schuppenstirnen wurden turbiditische Sandsteine und Konglomerate, die zum großen Teil von tiefmarinen Strömungen weiter verfrachtet wurden oder Olistolithe oder tonig und sandige konglomeratische Rutschmassen abgelagert. Das ist die typische Entwicklung der Puchkirchen-Formation. Der Inhalt der Schuppen besteht in diesen Bohrungen ebenfalls vorwiegend aus oligozäner Puchkirchen-Formation, älteren Molassesedimenten und Resten von aufgearbeitetem Mesozoikum.

Während in Aurach 1 die Schuppen bereits den unteren Teil des Kiscelliums abschneiden, wird in Regau 1 nur der oberste Abschnitt der Oberen Puchkirchen-Formation im obersten Egerium abgeschert.

Miozän

Die Bohrungen Aurachkirchen 1, Lindach 23, 27, 29, 30, 30a und 31 haben ihre Endteufe in die obersten Schichten des Egerium und haben alle in der obersten Puchkirchen-Formation Olistolithe angefahren, die fast ausschließlich aus Helvetikumschutt bestehen. Das ist charakteristisch für die obersten bzw. südlichsten Molasseschuppen, die ursprünglich im Norden vor den aufschiebenden Helvetikumdecken sedimentiert wurden.

In der Bohrung Burgstall 1 wurde in einem Kern in der Unteren Puchkirchen-Formation eine pyroklastische Lage mit Gläsern, Augiten und Sanidin gekernt (Freundl. Mitt. H. KURZWEIL).

Während weiter im Westen ältestes autochthones Eggenburgium auch noch unter den Flyschdecken nachgewiesen werden konnte, liegen hier die Helvetikum-Flysch-Decken direkt auf Molasseschuppen. Daher treten die Wechsellaagerungen von hellgrauen, glimmerreichen, turbiditischen Silten und Sanden in Tonmergellagen und Rutschmassen nur nördlich der Flysch-Helvetikum-Zone auf. Am Südrand sind sie über den Molasseschuppen und vor den alpinen Decken aufgebogen und gestört. Daher haben die ursprünglich sählig liegenden Sandsteine der basalen Hall-Gruppe, die Lindach-Schichten, ein Nordfallen.

Der höhere Teil der Hall-Gruppe, der Haller Schlier, entspricht dem Obertageaufschluss am Westufer der Traun. Untertage schalten sich stärker sandige turbiditische Zonen ein

Die siltigen, glimmerigen hellgrauen Tonmergel mit Silt und Sandlagen der Vöckla-Formation sind an der Ager aufgeschlossen. Auch die Vöckla-Formation ist am Alpenrand tektonisch beeinträchtigt und aufgebogen.

7.2. Profile der Explorationsbohrungen

(Rechts- und Hochwerte im österreichischen Bundes-Melde-Netz)

7.2.1. Schurfbohrungen der Gewerkschaft Elwerath

Counterflush-Bohrung Hausruck CFH 6

1944; Seehöhe über NN ca. 400 m

Rechtswert: 478 643 m; Hochwert: 5 317 863 m

-15 m Quartär

-62 m Miozän (Ottangium, Robulus-Schlier)

Counterflush-Bohrung Hausruck CFH 8

1945 m; Seehöhe über NN ca. 405 m

Rechtswert: 479 025 m; Hochwert: 5 317 345 m

- 10 m Quartär

-181 m Miozän (Ottangium, Robulus-Schlier)

7.2.1. Tiefbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs AG

AURACH 1

1991/92; Seehöhe über NN: 811 m

Rechtswert: 478 077 m; Hochwert: 5 309 717 m

- 18 m Quartär Rutschmasse
- 1788 m Flysch in 7 Schuppen
- 2275 m Helvetikum in 5 Schuppen
- 3921 m Verschuppte Molasse
- 4060 m Tertiär Oligozän – Eozän
Transgression
- 4102 m Kristallin der Böhmisches Masse

AURACHKIRCHEN 1

1972/73; Seehöhe über NN: 471 m

Rechtswert: 480 129 m; Hochwert: 5 315 716 m

- 55 m Quartär, Jüngerer Deckenschotter
- 245 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla Schichten
- 951 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 975 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation
- 1027 m Verschuppte Molasse aus Helvetikum, Untereozän und Kreide
- 2070 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation
- 2181 m Unter-Egerium, Untere Puchkirchen-Formation

BURGSTALL 1

1980/81; Seehöhe über NN: 490 m

Rechtswert: 474 320 m; Hochwert: 5 316 317 m

- 30 m Quartär, Mindelmoräne
- 373 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 1014 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 2175 m Obere und Untere Puchkirchen-Formation verschuppt
- 2230 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation
- 2790 m Unter-Egerium, Untere Puchkirchen-Formation

BURGSTALL 2

2004; Seehöhe über NN: 448 m

Koordinaten: Rechtswert: 473 530 m; Hochwert: 5 316 817 m

- 20 m Quartär, Niederterrasse
- 372 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 979 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1931 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation
- 2354 m Unter-Egerium, Untere Puchkirchen-Formation

KRAIMS 1

2005; Seehöhe über NN: 489 m

Rechtswert: 472 453 m; Hochwert: 5 314 363 m

- 77 m Quartär, Endmoräne
- 345 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 812 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1125 m Obere und Untere Puchkirchen-Formation verschuppt
- 1260 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation

LENZING 1

1980; Seehöhe über NN: 499 m

Rechtswert: 469 906 m; Hochwert: 5 315 378 m

- 45 m Quartär, Ribmoräne
- 354 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 1064 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 3324 m Tertiär, Oligozän – Eozän
Transgression
- 3410 m Jura
Transgression
- 3430 m Kristallin der Böhmisches Masse

LINDACH 3

1967; Seehöhe über NN: 459 m

Rechtswert: 486 655 m; Hochwert: 5 317 201 m

- 62 m Quartär, Älterer Deckenschotter
- 160 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 912 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 971 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation

LINDACH 7

1967; Seehöhe über NN: 440 m

Rechtswert: 484 633 m; Hochwert: 5 316 306 m

- 52 m Quartär, Älterer Deckenschotter
- 122 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 970 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1004 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation

LINDACH 10

1968; Seehöhe über NN: 440 m

Rechtswert: 485 002 m; Hochwert: 5 315 451 m

- 46 m Quartär Älterer Deckenschotter
- 90 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 693 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1329 m Verschuppte Molasse aus Unterer Puchkirchen-Formation
und Helvetikum (Untereozän und Kreide)

LINDACH 19

1970; Seehöhe über NN: 431 m

Rechtswert: 465 162 m; Hochwert: 5 316 005 m

- 31 m Quartär, Niederterrasse
- 100 m Ottningium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 814 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 956 m Verschuppte Molasse aus Oligozän und Helvetikum
(Untereozän und Kreide)

LINDACH 23

1970; Seehöhe über NN: 482 m

Rechtswert: 484 211 m; Hochwert: 5 313 460 m

- 62 m Quartär, Älterer Deckenschotter
- 120 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 811 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 970 m Verschuppte Molasse aus Helvetikum
(Untereozän, Paleozän und Kreide)

LINDACH 24

1971; Seehöhe über NN: 433 m

Rechtswert: 486 078 m; Hochwert: 5 315 936 m

- 70 m Quartär, Niederterrasse
- 150 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 728 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Transgression
- 761 m Untere Puchkirchen-Formation
- 797 m Helvetikum (Paleozän und Kreide)
Diskonformität
- 900 m Verschuppte Puchkirchen-Formation

LINDACH 27

1972; Seehöhe über NN: 455 m

Rechtswert: 483 712 m; Hochwert: 5 315 715 m

- 81 m Quartär, Hochterrasse
- 100 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 875 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 941 m Verschuppte Molasse aus Oligozän und Helvetikum
(Untereozän und Kreide)

LINDACH 29

1972; Seehöhe über NN: 461 m

Rechtswert: 482 900 m; Hochwert: 5 315 486 m

- 54 m Quartär, Hochterrasse
- 100 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 882 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 932 m Verschuppte Molasse aus Oligozän und Helvetikum
(Untereozän und Kreide)

LINDACH 30

1973; Seehöhe über NN: 462 m

Rechtswert: 481 598 m; Hochwert: 5 315 141 m

- 60 m Quartär, Hochterrasse
- 100 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 752 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 840 m Verschuppte Molasse aus Oligozän und Helvetikum
(Untereozän und Kreide)

LINDACH 30a**1973; Seehöhe über NN: 462 m****Rechtswert: 481 598 m; Hochwert: 5 315 141 m**

- 60 m Quartär, Hochterrasse
- 100 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 884 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 895 m Verschuppte Molasse aus Oligozän und Helvetikum
(Untereozän und Kreide)

LINDACH 31**1974; Seehöhe über NN: 479 m****Rechtswert: 480 002 m; Hochwert: 5 315 330 m**

- 70 m Quartär, Jüngerer Deckenschotter
- 180 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 818 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1050 m Obere und Untere Puchkirchen-Formation verschuppt

LINDACH 32a**1974; Seehöhe über NN: 501 m****Rechtswert: 487 260 m; Hochwert: 5 316 569 m**

- 110 m Quartär
- 225 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 923 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Transgression
- 985 m Verschuppte Molasse und Helvetikum

REGAU 1**1980/81; Seehöhe über NN: 602 m****Rechtswert: 479 290 m; Hochwert: 5 312 212 m**

- 1847 m Flysch und Helvetikum verschuppt
- 2096 m Obere und Untere Puchkirchen-Formation verschuppt
- 3625 m Tertiär (Oligozän – Eozän)
Transgression
- 3685 m Kreide
Transgression
- 3948 m Jura
Transgression
- 3970 m Kristallin der Böhmisches Masse

ROSENAU 1**2006; Seehöhe über NN: 497 m****Rechtswert: 470 054 m; Hochwert: 5 314 217 m**

- 74 m Quartär
- 350 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 973 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1830 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation

SEEWALCHEN 1

2000; Seehöhe über NN: 407 m

Rechtswert: 469 670 m; Hochwert: 5 313 956 m

- 85 m Quartär, Ribmoräne
- 2290 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 2927 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 2212 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation

SICKING S 1

1990; Seehöhe über NN: 448 m

Rechtswert: 481 044 m; Hochwert: 5 316 908 m

- 60 m Quartär
- 283 m Ottnangium, Innviertel Formation Vöckla Schichten
- 1050 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1261 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation
- 1826 m Obere und Untere Puchkirchen-Formation verschuppt
- 2720 m Unter-Egerium, Untere Puchkirchen-Formation

THAL 1

2005; Seehöhe über NN 407 m

Rechtswert: 470 982 m; Hochwert: 5 314 584 m

- 10 m Quartär, Niederterrasse
- 325 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 1291 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1365 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation

TIMELKAM 1

1982; Seehöhe über NN 458

Rechtswert: 469 804 m; Hochwert: 5 317 506 m

- 23 m Quartär Rutschmasse
- 371 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 1092 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1909 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation
- 2852 m Unter-Egerium, Untere Puchkirchen-Formation
- 3034 m Kiscellium – Eozän
Transgression
- 3102 m Jura
Transgression
- 3160 m Kristallin der Böhmisches Masse

8. Geologische Naturdenkmale

Laut oberösterreichischem Naturschutzgesetz sind per Bescheid nachfolgend angeführte geologische Naturdenkmale ausgewiesen. Der Nachweis der Naturdenkmale erfolgt im s.g. „Naturdenkmalbuch“ mit einer fortlaufenden Nummer. Das Naturdenkmalbuch ist sowohl bei der zuständigen Bezirkshauptmannschaft, als auch beim Amt der OÖ. Landesregierung (Abteilung: Naturschutz) in Linz einsehbar.

Die Stadtgemeinde Gmunden besitzt drei Naturdenkmale:

- Der „**Krottenteich**“ (Nr. 151; Bescheid: 18. Dezember 1980) befindet sich im Ortsteil Schlagen zwischen Krottenseestraße und Schloss Cumberland. Es handelt sich um ein Toteisloch [16] innerhalb der vom Traungletscher würmeiszeitlich (Hochstand) geprägten Landschaft (VAN HUSEN, 1977). Auf die Bedeutung, die allerdings botanischer Natur ist, wies MORTON (1965) hin, der auf Grund der Flora (Sonnentau [*Drosera rotundiflora*], Sumpf-Blutauge [*Comarum palustre*], Fieberklee [*Menyanthes*], Lorbeerrose [*Kalmia angustifolia*] u.a.) folgert (MORTON; 1965, S. 503): „Der Krottensee ist eine Welt für sich, wie sie in dieser Seltsamkeit und in ihrer Eigenart in ganz Österreich nicht zu finden ist. Es gibt für den Krottensee nur eine einzige Lösung: den vollkommenen Naturschutz für immer.“ Die Genese des Toteisloches erklärt WEIDINGER (2001).

- Der „**Zimmerbauerteich in Altmünster**“ (Nr. 146; Bescheid: 18. Dezember 1980), ein rund 200 m² großer Weiher, geht auf ein Toteisloch innerhalb der glazial (Würmeiszeit) geprägten Endmoränenlandschaft [26] zurück. Seine Lage wird im Naturdenkmalbuch wie folgt angegeben: Im Gebiet Eck der Gemeinde Altmünster gegenüber dem Pinsdorfbergsteinbruch“. MORTON (1969), der die Flora beschreibt, lokalisiert ihn als „im Bereiche der Häusergruppe ‚Im Eck‘, in einer Senke, schräg gegenüber dem Hatschek-Steinbruche“.

Beim dritten Naturdenkmal, dem „**Felsblock aus Flyschsandstein**“ (Nr., 486; Bescheid: 18. November 1992) im Kreuzungsbereich Stelzhammerstraße mit der Baurat-Stern-Straße handelt es sich um anstehenden Flyschsandstein der Altlenzbach-Formation [53].

In der Gemeinde Ebensee sind zwei Naturdenkmale ausgewiesen:

- Der „**Gletscherschliff**“ in Rindbach“ (Nr. 211; Bescheid: 13. September 1983). Das Naturdenkmal (Geologie: Hierlatzkalk [74]) befindet sich am Nordrand von Rindbach, ca. 250 m südlich des Traunseeufers hinter dem Haus Rindbachstraße 27a. Erwähnung findet der Gletscherschliff unter anderem bei WEIDINGER (2001).
- Die „**Rindbachfälle in Ebensee**“ (Nr. 194; Bescheid: 12. August 1983) liegen ca. 3 km östlich von Ebensee. Die Wasserfälle bestehen aus mehreren Stufen, wobei die größte rund 10 m hoch ist (Geologie: Adnet-Formation [73], Kössen-Formation [75] und Plattenkalk [79]). Von Bedeutung im Bereich des Rindbaches sind Störungen („Rindbachstörungen“), die sich durch „intensive bruchtektonische Zerlegung“ (EGGER, 1996) zeigen. Die touristische Bedeutung wird durch DAXNER & WEIDINGER (2001) unterstrichen, die den „Rindbach-Wasserfall“ zum Ziel einer Wanderung machen und dabei gleichzeitig dessen Genese erklären: „Nach dem Schmelzen des Eises vor ca. 17.000 Jahren schnitt sich der Rindbach zuerst in die aufgeschütteten Schotter und schließlich in die darunter liegenden Kalke ein.“

In der Gemeinde Traunkirchen ist die bastionsartig Richtung Osten vorspringende Felsinsel (Hierlatzkalk [74] und Dachsteinkalk [78], auf der die dem Hl. Johannes geweihte Kirche steht, ein Naturdenkmal:

- Der „**Eibenmischwald am Johannesberg**“ (Nr. 353; Bescheid: 19. August 1986) ist zwar primär wegen seiner Vegetation, aber auch wegen seiner die Landschaft prägenden Wirkung geschützt: „Die Felsformation weist eine Fläche von rund 10.400 m² auf und erreicht eine relative Höhe von ca. 40 m; dies bewirkt, dass der Fels ein wesentlicher Bestandteil des Landschaftsbildes ist und das Ortsbild von Traunkirchen prägt“ (Bescheid v. 19. 8. 1986, S.2). Erwähnenswert ist das in den Fels gemeißelte Kriegerdenkmal zum Gedenken der Opfer beider Weltkriege, das der akademische Bildhauer Sepp MOSER aus Neukirchen bei Altmünster in den Jahren 1964 bis 1966 schuf (WEIDINGER, 2001).

9. Höhlen

Das Kartenblatt 66 wird in höhlenkundlicher Hinsicht vom Landesverein für Höhlenkunde in Oberösterreich, Linz (www.hoehlenforschung.at), der Forschergruppe Gmunden des Landesvereins sowie – vor Ort – vom Verein für Höhlenkunde Ebensee (www.gasselhoehle.at) betreut.

Mit Stand Februar 2007 waren auf dem Blattbereich 144 Höhlen bekannt, von denen rund ein Viertel eine Vermessungslänge von über 50 Meter aufweist. Die Höhlen liegen administrativ in 5 verschiedenen Katastergruppen des „Österreichischen Höhlenverzeichnisses“, von denen die Katastergruppe 1567 (Höllengebirge) die bei weitem höhlenreichste (101 Objekte) ist, obgleich die höhlenkundliche Forschung im Bereich des Kartenblattes im Erlakogelgebiet östlich des Traunsees ihren Anfang genommen hat.

Die meisten Höhleneingänge liegen im Plateaubereich des Höllengebirges in einer Seehöhe um 1500 Meter. Der zumeist steilstehende und gut verkarstungsfähige Wettersteinkalk dürfte in Zusammenwirken mit dem übrigen Trennflächengefüge besonders günstige Voraussetzungen für die Höhlenbildung bieten.

Im Höllengebirge liegt auch die größte Höhle des Kartenblattes, die Hochleckengroßhöhle (Kat.Nr. 1567/29), die gleichzeitig auch zu den 20 tiefsten Höhlen Österreichs zählt (go.to/speleoautria/lth.htm). Der „Stierwascherschacht“ in dieser Höhle gehört mit einer Tiefe von 343 Metern mit zu den Spitzenreitern der Innenschächte in den alpinen Höhlen. Die tiefsten Teile der Hochleckengroßhöhle erreichen bereits das Vorflutniveau im Bereich Taferlklausen. Dies weist auf einen tiefliegenden Karstwasserspiegel mit geringem Gefälle und damit gute Durchlässigkeiten im Karstaquifer hin.

Die wohl bekannteste Höhle im Bereich des Kalkalpenrandes, die Gasseltropfsteinhöhle (Katasternummer 1618/3), eine tropfsteinreiche Schauhöhle, die praktisch nur von Ebensee aus erreicht werden kann, liegt allerdings bereits (knapp) auf dem Kartenblatt 67 Grünau. Am Ufer des Traunsees ist indessen die bisher auf 170 m Länge erforschte Rötelseehöhle (Kat.Nr. 1618/1), eine sagenumwobene und hydrogeologisch interessante Wasserhöhle, zu erwähnen.

Im Alpenvorland zwischen der Flyschgrenze und der Vöckla (Katastergruppe 1575) sind bei Aurach am Hongar einige recht ausgedehnte Höhlenobjekte in glazialen Konglomeraten katastermäßig erfasst und dokumentiert worden, obwohl ihre Entstehung weitgehend künstlich sein dürfte.

Tabelle 2.

Die 10 längsten Höhlen auf Kartenblatt 66 Gmunden.

	Kat.-Nr.	Vermessungslänge	Vertikalerstreckung
Hochleckengroßhöhle	1567/29	5500	907
Rupertischacht	1567/76	1045	114
Spielberghöhle	1567/63	855	73
Totengrabenhöhle	1567/41	849	249
Gmundernhöhle	1567/49	540	92
Goldenes Gatterl	1567/24	415	45
Gaisloch	1567/61	355	140
Neunkirchnerschacht	1567/65	324	136
Wildschacht	1567/88	200	142
Grosses Segenbaumloch	1567/8	192	33

Unter besonderem Schutz nach dem Oberösterreichischen Natur- und Landschaftsschutzgesetz 2001 stehen die Hochleckengroßhöhle, die Rötelseehöhle (und natürlich auch die Gasseltropfsteinhöhle).

Eine Liste (Tabelle 2) der zehn längsten Höhlen des Kartenblattes Gmunden (Stand März 2006) dokumentiert die überragende Stellung des Höllengebirges auf dem Kartenblatt aus höhlenkundlicher Sicht.

10. Geologische Sammlungen und Lehrpfade

Erkudok©Institut – Gmunden (www.museen.gmunden.at)

Dieses von der Stadtgemeinde Gmunden und der OÖ Landeskulturdirektion geförderte Institut für erd- und kulturgeschichtliche Dokumentation zeigt in informativen Schauräumen die geologische Entwicklung des Salzkammerguts und des Traunseegebietes. Als paläontologisches Highlight (v.a. Ammoniten, Echinoidea) findet sich in Erkudok© auch die Ferdinand-Esternmann-Sammlung aus dem Gschlifgraben. Eine systematische mineralogische Übungssammlung, ein Labor zum Schneiden, Schleifen und Polieren von Gesteins- und Fossilproben sowie Binokulare und Polarisationsmikroskope dienen im Rahmen von Geo-Kursen und Workshops vor allem der Ausbildung von Schülern und Studenten.

Literatur

- ABEL, O. & GEYER, G. (1922): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt 4851 Gmunden und Schafberg. – Wien (Geol. B.-A.).
- ANDORFER, G. (1981): Zur Geologie von Langbathzone und Höllengebirgsnordrand (Oberösterreich). – Unveröff. Dissertation phil. Fak. Univ. Innsbruck, 124 S., Innsbruck.
- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J. (1977): Bericht 1976 über Aufnahmen von mitteltriadischen-neokomen Schichtfolgen in der Langbathzone und am Nordrand des Höllengebirges auf Blatt 66, Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., A65–A67, Wien.
- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J. (1978): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet der Langbathzone auf Blatt 66 Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., A67–A69, Wien.
- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J. (1980): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Bereich des Höllengebirgsnordrandes und der Langbathzone auf Blatt 66 Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., A37–A39, Wien.
- BAUMGARTNER, P.: Die Massenbewegungen im Gschlifgraben bei Gmunden (OÖ). Eine Analyse aus hydrogeologischer und ingenieurgeologischer Sicht. – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 115 S., Innsbruck.
- BAUMGARTNER, P. (1983): Bohrung Ebensee. – In: Arbeitstagung Geol. B.A., S. 49, Wien.
- BAUMGARTNER, P. (1993): Anmerkungen zum geplanten Schongebiet Trauntal – Ebensee – Bad Ischl, OÖ. – In: WIMMER H. (Red., 1993), Hydrogeologische Exkursion Höllengebirge, 19. Juni 1993, Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **14**, 15–49, Wien.
- BAUMGARTNER, P. & SORDIAN, H. (1982): Zum horizontalen und vertikalen Aufbau des Erd- und Schuttstrom-Kegels des Gschlifgrabens am Traunsee bei Gmunden (Oberösterreich). – Jb. OÖ Musealv., **127**, 227–236, Linz.
- BECKE, M. (1993): Hydrogeologische Erkundungen zum Zwecke einer Schongebietsfeststellung im Weißenbachtal. – In: WIMMER, H. (Red., 1993), Hydrogeologische Exkursion Höllengebirge, 19. Juni 1993, Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **14**, 50–53, Wien.
- BENISCHKE, R. (1993): Zur Hydrogeologie des Höllengebirges. – In: WIMMER, H. (Red., 1993), Hydrogeologische Exkursion Höllengebirge, 19. Juni 1993, Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **14**, Wien.
- BENISCHKE, R., GAMERITH, W. & ZOJER, H. (1982): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvoralpen: Schafberg-Höllengebirge“, Teil I/1981-82. – Graz (Forschungsgesellschaft Joanneum).
- BENISCHKE, R., GAMERITH, W. & ZOJER, H. (1983): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvoralpen: Schafberg-Höllengebirge“, Teil II/1982-83. – Graz (Forschungsgesellschaft Joanneum).

- BENISCHKE, R., SCHUBERT, G. & ZOJER, H. (2006): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Höllengebirge. – Gmundner Geo-Studien, **3**, 7–12, Gmunden (Erkudok©Institut Museum Gmunden).
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1984): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvoralpen. Schafberg – Höllengebirge“, Teil III/1983-84. – Unpubl. Projektbericht, Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1985): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvoralpen, Höllengebirge – Schafberg“, Teil IV (Detailprogramm 1984). – Graz (Forschungsgesellschaft Joanneum).
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1986): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvoralpen, Höllengebirge – Schafberg“, Teil V (Teilprogramm 1985). – Graz (Forschungsgesellschaft Joanneum).
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1988): Endbericht über das Projekt „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvoralpen, Höllengebirge – Abschluss (Teil VI). – Unpubl. Projektbericht, Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.
- BENISCHKE, R., FRITZ, P., MALOSZEWSKI, P., STICHLER, W. & ZOJER, H. (1988): Environmental and Artificial Tracer Studies in an Alpine Karst Massif (Austria). – Proceedings, IAHS 21st Congr. „Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection“, 10–15 Oct. 1980, Guilin, China, 938–947, Beijing.
- BOHADSCH, J.B. (1782): Hrn. Johann Bohadsch Bericht über seine auf allerhöchsten Befehl im Jahr 1763 unternommene Reise nach dem oberösterreich. Salzkammerbezirk. – Abh. einer Privatges. in Böhmen, zur Aufnahme der Mathematik, der vaterländischen Geschichte, und der Naturgeschichte. Zum Druck befördert von Ignatz Edlen von Born, 5, 91–227, Prag (Gerlische Buchhandlung).
- BOUÉ, A. (1832): Notice sur les bords du lac du Traunsee en Haute-Autriche. – Mémoires géologiques et paléontologiques, 1, p. 213 f., Paris. N.v.
- BRANDLMAYR, P. (1995): Die Geologie des Oberen Aurachtales (OÖ). – Jb. Geol. B.-A., **138**, 583-602, Wien.
- BUCH, L. von (1802): Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. – 1. Band, II. Geognostische Uebersicht des Oesterreichischen Salzkammerguths, 133–171, Berlin (Haude und Spener).
- BUNZA, G. (1976): Geologische und morphologische Grundlagen der Wildbachkunde – Schriftenreihe der ehem. Bayer. Landesstelle f. Gewässerkunde, **11**, München.
- BURGSCHWAIGER, E. & SCHMID, C. (2001): Seismostratigraphische Untersuchungen der Tal-füllung des oberen Trauntales bei Ebensee. 150 Jahre Meteorologie und Geophysik in Österreich. – 792–797, ZAMG, Wien.
- DAXNER, F. (1998): Ebensee. Spazierwege – Höhenwege – Gipfeltouren – Skitouren – Rad-touren. Tourenführer. – 1. Auflage, Hrsg.: Ebenseer Alpinvereine und Ebenseer Fotoklub, 121 S., illustriert, Bad Ischl (Wimmer).
- DAXNER, F. & WEIDINGER, J. (2001): Wandern in der Ferienregion Traunsee. – 131 S., ill., Innsbruck – Bozen (Verlag Löwenzahn).
- DECKER, K., RING, U. & MESCHEDER, M. (1993): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North- and South-Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). – Tectonophysics, **223**, 291–312.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 5–18, Wien.
- EGGER, H. (1987): Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A. **131**, 132–151.
- EGGER, H. (1988): Zur Geologie der Kalkvoralpen im östlichen Oberösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 245–254.
- EGGER, H. (1992a): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom – Eozän) der Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **143**, 51–65.
- EGGER, H. (1992b): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 690–691.
- EGGER, H. (1993a): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? – frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn. – Zitteliana, **20**, 52–65.
- EGGER, H. (1993b): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 570.
- EGGER, H. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 455–456.

- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Allengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **196**, 62–91.
- EGGER, H. (1996): Bericht 1994-1995 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau. – Jb. Geol. B.-A., **139/3**, 310–311.
- EGGER, H. (Red.; 1996): Geologische Karte der Republik Österreich. 66 Gmunden. – Wien (Geol. B.-A.).
- EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 47–50..
- EGGER, H., HOMAYOUN, M. & SCHNABEL, W. (2002): Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch basin (Eastern Alps, Austria). – Sediment. Geol., **152**, 247–262.
- EGGER, H. & HUSEN VAN, D. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 64 Strasswalchen, Wien (Geol. B.A.).
- EGGER, H. & HUSEN VAN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 67 Grünau im Almtal. – Im Druck.
- EGGER, H. & PERESSON, H. (1997): The 300 km-long Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM) fault system: A major displacement line in the northern Eastern Alps. – Przeglad Geol., **10** (Pancardi 97), 1072–1073.
- EHRlich, C. (1854): Geognostische Wanderungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen. – 144 S., Linz (V. Fink).
- FELLNER, D. (1994): Bericht 1993 über die geologische Aufnahme von Massenbewegungen im Bereich der Flyschzone (Rhenodanubikum und Ultrahelvetikum) und deren Klassifikation auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 542–551.
- FLÖGL, H. (1969): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla – Ager – Traun – Alm. – Amt d. OÖ Landesregierung, Linz.
- FLÖGL, H. (1970): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla – Ager – Traun – Alm. – Linz (Amt der Oö. Landesregierung).
- FLÖGL, H. (1974): Gutachten zur Wasserversorgung des Werkes Lenzing der Chemiefaser Lenzing AG. – Linz.
- FLÖGL, H. (1976): Wasserleitungsverband Vöckla – Ager. Gruppenwasserversorgung. Ergänzungsprojekt Brunnen Grafenbuch. – Linz.
- FLÖGL, H. (1980): Hydrologische Studie Dürre Ager zwischen St. Georgen i. A. und Timelkam. – Linz (Amt der Oö. Landesregierung).
- FLÖGL, H. & FLÖGL, W. (1987): Hydrologisches Gutachten „Mittlere Traun“. – Linz (Steyrer-mühl Papier AG).
- FRAAYE, R. H. B., JAGT, J. W. M., KENNEDY, W. J., SKOUMAL, P., SUMMESBERGER, H., TRÖGER, K.-A. & WAGREICH, M. (1999): New Ammonites, Inoceramids, Echinoids, Crustaceans and Nannofossils from the Upper Cretaceous of the Gschliefgraben Tectonic Window (Gmunden, Upper Austria). – Beiträge zur Paläontologie, **24**, 1–67.
- FRIEDEL, W. (1979): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Mitterweißenbachtal im Südosten des Blattes 66, Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., S. A91, Wien.
- FRIEDEL, W. (1980): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Höllengebirge auf Blatt 66 Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., A41–A42, Wien.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H. J. (2001): Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Salzkammergut im Lichte der historischen Entwicklung. – In: HAUSER, Christoph (Red.): 3. Symposium zur Geschichte der Erdwiss. in Österreich (27.–29. September 2001), Berichte Geol. B.-A., **56**, 41–43, Wien – Hallstatt.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H. J. (2001): The tectonic evolution of the central Northern Calcareous Alps. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **25**, 85–87, Innsbruck.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H. J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **92**, 712–727, 7 text-figures, Stuttgart.
- FUGGER, E. (1903): Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **53**, 295–350, Wien.
- GAMERITH, W. & KOLLMANN, W.F.H. (1976): Zur Hydrogeologie des Schafberg- und Leonsberggebietes sowie des Höllengebirges. – In: Attersee. Vorläufige Ergebnisse des OECD-Seeneutrophierungs- und des MaB-Programms, 22–42, Gmunden.
- GEYER, G. (1911): Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 67–86, Wien.

- GEYER, G. (1917): Ueber die Querverschiebung am Traunsee. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 67–99, 4 Abb., Wien.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:75.000, Gmunden und Schafberg. – 42 S., Wien (Geol. B.-A.).
- GRATZER, R., SCHMID, CH., SCHÖN, J. & VORITSCH, W. (2005): Die Stabilität der Industrieschlammablagerungen der Solvay im Traunsee. – Gmundner Geo-Studien, **3**, 63–74, Gmunden.
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß (Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 11–33, Wien.
- GUNZ, Ch. (2002): Gewässerbetreuungskonzept Obere Traun. – Gutachten Büro Gunz, Steyr.
- HAUER, F. von (1853): Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **4**, 715–783, Wien.
- HAUER, F. von (1857): Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitzber. k. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., **25**, Wien. n.v.
- HRADECKA, L. & LOBITZER, H. (2003): A Campanian/Maastrichtian boundary section in the Ultrahelvetic Zone east of Attersee (Salzkammergut, Upper Austria). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (eds.): Contributions to the geology of the Salzkammergut region, Austria, 162–172 (Gmunden).
- HRADECKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F., SCHLAGINTWEIT, F., SVOBODÁ, M., SZENTE, I., ŠVÁBENICKÁ, L. & ZORN, I. (2005): Biostratigraphy and Palaeoenvironment of the Lower Gosau Subgroup of Eisenbach brook in Salzkammergut (Upper Austria). – Gmundner Geo-Studien, **3**, Gmunden.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., **120/1**, 1–130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefter Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – Eiszeitalter & Gegenwart, **29**, 2–22, Hannover.
- HUSEN VAN, D. (1987): Die Entwicklung des Traungletschers während des Würm-Glazials. – In: D. van Husen (Herausg.) Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich Eine Typregion des Würm-Glazials. – Mitt. Komm. Quartärforschung Österr. Akad. Wiss., **7**, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1989): Geol. Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 65 Mondsee. – Geol.B.-A., Wien.
- HUSEN VAN, D. (1999): Geologisch-baugeologische Erfahrungen beim Bau des Eisenbahntunnels Lambach, OÖ. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **90**, 137–154, Wien.
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – In: Aspects of Geology in Austria., Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN VAN, D. & LEITNER, L. (1998): Der Traunsee. Eine Landschaft entsteht. – 36 S., illustr., Altmünster (Marktgemeinde Altmünste)..
- HUTCHINSON, J.N. (1988): General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. – Proceed. 5. Intern. Symp. On Landslides Lausanne 1988, Rotterdam.
- JANOSCHEK, W. (1964): Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. Geol. B.-A., **107**, 161–214, Wien.
- JARITZ, W. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Quartär unter besonderer Berücksichtigung der Massenbewegungen im Gebiet des Attersee-Ostufers zwischen Weyreggerbach und Kienbach auf den Blättern 65 Mondsee und 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 452–455.
- JARITZ, W. (1995): Massenbewegungen am Attersee Ostufer zwischen Seefeld und Weyregg. Ursachen und Entwicklung in Abhängigkeit vom geologischen Aufbau und der Gletschergeschichte. – Unveröff. Diplomarbeit Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien., 125 S.,
- JOHNSON, A.M. (1983): Earth flows: Morphology, mobilisation and movement. – U. S. Geol. Survey Profess. Papers, **1264**, Washington.
- K.K.. GEOLOGISCHE REICHSANSTALT (1873): Catalog ihrer Ausstellungs-Gegenstände bei der Wiener Weltausstellung 1873. – 200 S., Wien (Leop. & Mor. Deutsch).
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1984): Upper Campanian Ammonites from the Gschliefgraben (Ultrahelvetic, Upper Austria). – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **11**, 142–206.
- KIESLINGER, A.: Unpubliziertes Archivmaterial zu oberösterreichischen Baurohstoffen. – Kieslinger-Archiv, Bestand Technische Universität Wien.

- KOCH, G. A. (1898): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden. – In: KRACKOWIZER, F.: Geschichte der Stadt Gmunden. – Sonderdruck, 1–26, Gmunden (Joh. Habacher).
- KOHL, H. (1994): Die glaziofluvialen Schottermassen im Bereich der Traun-Enns-Platte. – Jb. Oö. Mus.-Ver., **139**, 83–109.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – 487 S., 145 Abb., 5 Tab. Linz.
- KOLLMANN, H. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 125–137, Wien. n.v.
- KRACKOWIZER, F. (1898): Geschichte der Stadt Gmunden in Ober-Österreich. – Gmunden.
- KRENMAYR, H.G. (1989): Beiträge zum Quartär und Tertiär im Gebiet der Ager und Vöckla zwischen Vöcklamarkt und Aitnang-Puchheim (OÖ). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Naturwiss. Fak. Univ., 113 S., Wien.
- KRENMAYR, H.G. & SCHNABEL, W. (Red.; 2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1 : 200.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L. & WESSELY, G. (2006): Molassezone Salzburg – Oberösterreich. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich 1 : 200 000 mit Erläuterungen, Wien .
- KUFFNER, D. (1998): Höhlenniveaus und Altflächen im westlichen Toten Gebirge. – Wiss. Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle“, **53**, 229 S., Wien.
- KÜHN, O. (1965): Rudistenhorizonte in den Alpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 245–256, Wien.
- LAATSCH, W. & GROTTENTHALER, W. (1972): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. – Forstw. Cbl., **91**, 302–339, Hamburg.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., BRÜGGEMANN, H., HEINRICH, M. & PESTAL, G. (1981): Bestandsaufnahme der Lockersedimente in Oberösterreich. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001a/80, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05245–R, 16, 1 Bl., 28 Beil., Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., GRUM, W., KOHL, H., PASCHER, G., REHBERGER, S. & REITNER, H. (1999): Weiterführung und Detaillierung der Massenrohstoffhebungen im o.ö. Donaubereich und Alpenvorland zum Zwecke einer integrierten Landes-Umweltvorsorge. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001f/87, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07740–R, 88 Bl., Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., KOCIU, A., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S. & REITNER, H. (1992–2000): Massenrohstoffsicherung OÖ und Beiträge zur Baurohstoff-Vorsorge in OÖ. – Unveröff. Endbericht, Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekte O-C-010/95 und O-C-010a/1997, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 87 S., Wien.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, **242**, 41–61, Amsterdam.
- LOBITZER, H. (2004): Geologischer Aufbau und das Werden der Landschaft von Bad Ischl. – In: DEGENEVE, W. & NEUMANN, D. (Schriftleitung): Bad Ischl Heimatbuch 2004. – Hrg.: Ischler Heimatverein, 15–31, 15 Abb., 1 geol. Farbkarte 1:100.000 (kompiliert von G. Mandl), Bad Ischl (Verlag Rudolf Wimmer).
- LOHBERGER, W. (1981): Siedlungswasserwirtschaftliche Erhebung OÖ 1979/81. – Linz (Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wasserwirtschaftskataster).
- LOHBERGER, W. (1997): Integrale Trinkwasservorsorge Oberösterreich. Rohstoffforschungsprojekt OA 25. Teilbereich Grundwasservorkommen in Oberösterreich. – Linz (Amt der Oö. Landesregierung).
- LOOK, E.-R. [Red.] (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland – Angewandte Landschaftsökologie, **9**, Bonn-Bad Godesberg.
- MANDL, G. W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Editors): Aspects of Geology in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999), 61–77, 8 text-figures, Wien.
- MANDL, G. & HOFMANN, T. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Steinbruch Karbach auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 571–573, Wien.
- MOJSISOVICS, E. von & SCHLOENBACH, U. (1868): Das Verhalten der Flyschzone zum Nordrande der Kalkalpen zwischen dem Traun- und dem Laudachsee bei Gmunden. – Verh. Geol. R.-A., 212–216, 1 Abb., Wien.
- MORTON, F. (1965): Der Krottensee in Gmunden – Ein unbedingt zu schützendes Juwel pflanzlichen Lebens. – Jahrb. OÖ. Mus. Ver., **110**, S. 502–510, 4 Abb., Linz.

- MORTON, F. (1969): Das Toteisloch „Im Eck“ (Gmunden). – Jahrb. OÖ. Mus. Ver., **114**, S. 316–318, 4 Abb., Linz.
- MOSHAMMER, B. (2003): Die Verwendung von Kalkstein der Obertrias und des Jura im Salzkammergut. – Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. Begleitband zur Tagung Erde – Mensch – Kultur – Umwelt, 28.–31. August 2003, Gmunden, Österreich, 297–309, 4 Abb., Gmunden.
- MOSHAMMER, B., unter Mitwirkung von FISCHER, K., RANZENBACHER, A., KASSMANNHUBER, R., MÜLLEGGGER, A. & KIENESBERGER, N. (2003): Die Verwendung von Kalkstein der Obertrias und des Jura im Salzkammergut. – In: WEIDINGER, J. T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – Gmündner Geo-Studien, **2**, 297–309, 4 Abb., Gmunden.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (Projektl.; 1996): Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit z.T.). – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038/94-95, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 57 Bl., 14 Abb., 7 Tab., 13 Taf., 7 Blg., Anh., Wien.
- MOSHAMMER, B. & MALECKI, G. (1994): Systematische Untersuchung von Rohstoffvorkommen zur Optimierung der Wertschöpfung. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-025/88–93, Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeologie, Bibl. Geol. Bundesanst. / Wiss. Archiv A 10244-R, 27 Bl., 11 Abb., 1 Tab., Anh. m. Ktn. 1:200.000, Wien.
- MÜLLER, J. & SCHNEIDER, J. (1984): Der Traunsee. Bathymetrie, Morphologie und sedimentäre Untergrundstrukturen. – Limnolog. Unters. Traunsee-Traun, **12**, 53–96, Amt OÖ Landesreg., Linz.
- N.N. (1880): Steinkohlenfunde im Salzkammergute. – Gmündner Wochenblatt, 30. Jg., Nr. 26, 226–227, Gmunden.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. – Bull. Acad. Sci. Cracovie, 57–112, Krakau. n.v.
- PARTSCH, P. (1826): Bericht über das Detonations Phänomen auf der Insel Meleda bey Ragusa. Nebst geographisch-statistischen und historischen Notizen über diese Insel und einer geognostischen Skizze von Dalmatien. – XY S., 1 Karte, Wien (Im Verlage bey J.G. Heubner). n.v.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde., 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PERESSON, H., DECKER, K., JARNIK, M. & GEISER, M. (1993): Deformation along curved strike-slip faults: From transpressional to simple-shear along the KLT (Königssee – Lammertal – Traunsee) fault of the Austrian Alps. – Terra Abstracts, **5**, p. 243, Oxford.
- PETZOLDT, A. (1845?): Zur Geognosie von Tyrol. Skizzen auf einer Reise durch Sachsen, Bayern, Salzkammergut, Salzburg, Tyrol, Oesterreich. – ÖNB-Katalog!
- PIFFNER, O. A., HEITZMANN, P., LEHNER, P., FREI, W., PUGIN, A., FELBER, M. (1997): Incision and backfilling of alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. – In: PIFFNER O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. T., STECK, A. [Eds.] 1997: Deep Structure of Swiss Alps: Results of NRP 20. – 380 S., Birkhäuser, Basel.
- PIA, J. (1940): Die gesteinsbildenden Algen des Höllengebirges. – Jb. Verein für Landeskunde und Heimatpflege im Gau Oberdonau (früher Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines), **89**, 240–266, 5 Abb., 6 Taf., Linz.
- PIA, J. (1912): Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **62**, 557–611, 14 Abb., Taf. 24–25, (Taf. 24: Kolorierte Geolog. Karte 1:75.000 Titel), Wien.
- PICHLER, W. & STIEB, A., unter Mitarbeit von SPITZBART, M., VOGLER, R. & WEIDINGER, J.T. (2001): Traunstein und Umgebung. Naturfreunde Österreich. – Aktualisierte Neuauflage, 147 S., 12 Abb., 6 Skizzen, Vöcklabruck (Verlag Werner Pichler).
- PLÖCHINGER, B. (Red., 1982): Geologische Karte der Republik Österreich 95 St. Wolfgang. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau **7**, 16-20.
- POSCHER, G. (1993): Geochemisch-technische Eigenschaften von Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **16**, 83–102, 6 Abb., 8 Tab., Wien.
- POSCHER, G., STINGL, V., ASTL, C., HARTLEITNER, K., SANDERS, D., TESSADRI, R. & MOSTLER, H. (1987): Karbonatrohstoffe in Oberösterreich. Proj. OA 19/1 Endbericht mit Beilagenband. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-019/86, 52 Abb., 34 Tab., 72 Bl., Innsbruck.

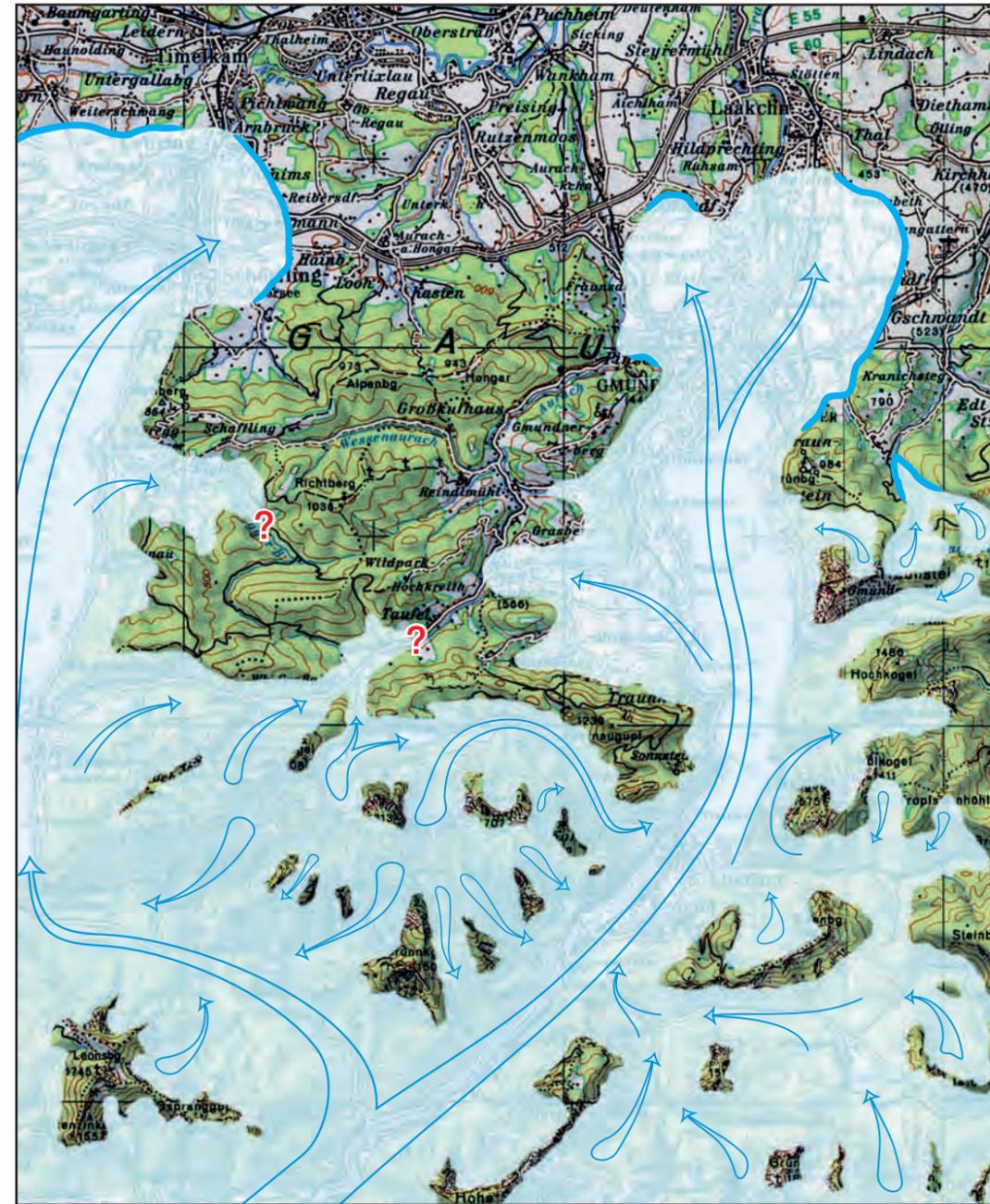
- PREY, S. (1951): Der Gschlifgraben in der Flyschzone bei Gmunden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**, 263–266.
- PREY, S. (1951): Helvetikum und Flysch. – In: Geologischer Führer zu den Exkursionen. C. Alpenexkursion. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft A, 38–48, Wien.
- PREY, S. (1962): Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 282–292.
- PREY, S. (1972): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone bei Gmunden auf den Blättern 67 (Grünau im Almtal) und 66 (Gmunden). – Verh. Geol. B.-A., **1973**, A43–A44.
- PREY, S. (1973): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone bei Gmunden auf den Blättern 67 (Grünau im Almtal) und 66 (Gmunden). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A94–A95.
- PREY, S. (1974): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone bei Gmunden auf den Blättern 67 (Grünau im Almtal) und 66 (Gmunden). – Verh. Geol. B.-A., A94–A95, Wien.
- PREY, S. (1975): Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum – Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **184**, 1–7.
- PREY, S. (1980): Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Geologie von Österreich. – Geol. B.-A., 188–217, 7 Abb., Wien.
- PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens südöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 95–127, 4 Abb., 1 Taf., Wien.
- PREY, S. (1984): Das Helvetikum von Ohlsdorf – Oberweis an der Traun nördlich Gmunden (OÖ.). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 497–511.
- RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R. F. & SCHROLL, E. (1995): Anorganische Geochemie mesozoischer Kohlen der Ostalpen (Österreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **18**, 121–133, 6 Abb., 4 Tab., Wien.
- REITNER, H. & HEINRICH, M. (1992): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Oberösterreich. – Ber. Geol. B.-A., **26**, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-026/90, 55 S., 14 Tab., 11 Beil., Wien.
- REUSS, A. E. (1851): Bernsteine in Österreich. – Lotos, **1**, 192–216, Prag. n.v.
- ROSENBERG, G. (1959): Der Schieferstein in der westlichen Weyerer Struktur, Nördliche Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1959**, 1, 92–121, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1979): Bericht 1978 über Neuaufnahmen in Trias und Jura des Salzkammergutes auf Blatt 66, Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., A92–A93, Wien.
- SCHÄFFER, G. (Red., 1982): Geologische Karte der Republik Österreich. 96 Bad Ischl. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1983): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983 – Blatt 66 Gmunden. – 65S., Wien.
- SCHÄFFER, G. (1983): Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich 1: 50.000, Blatt 66 Gmunden, Wissensch. Archiv d. Geol. B.-A., Wien.
- SCHÄFFER, G., (1983): Massenbewegung Schobersteinrutschung (Umgebung Gschlifgraben). – Arbeitstagg., Geol. B.-A., S. 42, Wien.
- SCHNEIDER, J., M. CLAES & G. KERSTING (1984): Die Sedimente des Traunsees. – Limnolog. Unters. Traunsee – Traun, **12**, 11–52, Linz (Amt OÖ Landesregierung).
- SCHERMAIER, A. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 66 Gmunden und 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **137**, S. 456.
- SCHLAGINTWEIT, F. & LOBITZER, H., with contributions by ŠVÁBENICKÁ, L. & HRADECKÁ, L. (2003): *Thryasoporella eisenbachensis* n.sp., a new dasycladale (calcareous alga) from the Upper Cretaceous Gosau-Group of Eisenbach (Austria, Salzkammergut). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg): Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes. – Gmündner Geo-Studien, **2**, 133–140, Gmunden.
- SCHÖLLHORN, E. & SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Alldapische Urgonkalke (Oberbarrême – Oberapt) aus der Unterkreide-Schichtfolge der Langbathzone (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 635–651, Wien.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. – Eclogae geol. Helv., **90**, 303–323, Basel.

- SIBLIK, M. (1993): Review of the Early Liassic brachiopods of the Northern Calcareous Alps. – In: PÁLFY, J. & VÖRÖS, A. (Editors): Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe. – 127–132, 1 text-figure, Budapest (Hungar. Geol. Soc.).
- SIBLIK, M. (1997): Bericht 1995–1996 über paläontologische Untersuchungen an der Brachiopodenfauna des Hierlatzkalkes auf den Blättern 66 Gmunden, 93 Berchtesgaden, 96 Bad Ischl, 97 Mitterndorf und 98 Liezen. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 365–366, Wien.
- SIBLIK, M. (1999): New data on the Hettangian brachiopod fauna of the Northern Calcareous Alps (Austria, Bavaria). – In: LOBITZER, H. & GRECUŁA, P. (Redaktion): Geologie ohne Grenzen – Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt. – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 412–438, Wien.
- SIBLIK, M. (2004): Bericht 2001–2003 über paläontologische Untersuchungen an der triassischen und jurassischen Brachiopodenfauna auf den Blättern 66 Gmunden, 94 Hallein, 95 St. Wolfgang, 96 Bad Ischl, 102 Afenz und 118 Innsbruck. – Jb. Geol. B.-A., **143**, 400–402, Wien.
- SIBLIK, M. & LOBITZER, H. (2005): Karnische Brachiopoden im Mitterweissenbachtal bei Bad Ischl (Salzkammergut, Oberösterreich. – In: WEIDINGER, J.T. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Gmundner Bezirks. – Gmundner Geo-Studien, **3**, 43–46, Gmunden.
- SIEBER, R. (1978): Bericht 1977 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Mesozoikum des Salzkammergutes auf den Blättern 66, Gmunden, 95 St. Wolfgang und 96, Bad Ischl. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A62–A70, Wien.
- SOSSAU, Ch. (1982): Die Fracht der Traun an gelösten und partikulären Substanzen im Abflussjahr 1979/1980. – Limnolog. Unters. Traunsee-Traun, **8**, 90 S, Linz (Amt OÖ Landesregierung).
- SPEINGLER, E. & PIA, J. (1924): Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. – Sammlung geol. Führer, **26**, X+152 S., Berlin (Gebr. Bornträger).
- SPEHL, H. (1984): Geologie und Sedimentologie des Quartärs im Attergau/OÖ. – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 251 S.
- STADTGEMEINDE GMUNDEN (1999): Wasserwerk Traunstein-West. – Gmunden (Salzkammergut-Druckerei).
- STRAKA, W. (2001): Quartärgeologie des Weissenbachtals (Oberösterreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Wien, Formal- u. Naturwiss. Fak., 141 Bl., 39 Abb., 5 Tab., 13 Beil., Wien.
- STURM, M.J. & MÜLLER (1984): Die Untersuchung langer Sedimentprofile und die Verbreitung von Turbiditen im Traunsee. – Limnolog. Unters. Traunsee-Traun, **12**, 97–128, Linz (Amt OÖ Landesregierung).
- ŠVABENICKÁ, L., WAGREICH, M. & EGGER, H. (2002): Upper Cretaceous calcareous nannofossils assemblages at a transect from the northern Tethys to the temperate realm in central Europe. – In: MICHALIK, J. (ed.): Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe, 187–212 (Bratislava).
- TATZREITER, F. (1980): Bericht 1979 über paläontologische Detailuntersuchungen auf Blatt 66 Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., A44–A45, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – Franz Deuticke, 710 S., Wien.
- VAŠIČEK, Z. & SUMMESBERGER, H. (2004): Ammonoids from the Aptian (Lower Cretaceous; Upper Austria) of the Northern Calcareous Alps. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **106A**, 53–65, 1 text-figure, 2 plates, Wien.
- VOHRZYKA, K. (1973): Hydrogeologie von Oberösterreich. – 80 S., Linz (Oö. Landesverlag).
- WAGNER, L. (1996a): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Red.): Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and eastern Europe. – EAGE Special Publ., **5**, 217–235, London.
- WAGNER, L. (1996b): Die tektonisch-Stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – In: EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 36–65, Wien.
- WAGNER, L. (1998): Tectonostratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – In: MASCLE, A., PUIDEFABREGAS, C., LUTERBACHER, H.P. & FERNANDEZ, M. (Red.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. – Spec. Publ. Geol. Soc. London, **134**, 332–369, London.
- WAGREICH, M. (2003): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian – Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **93** (2000), 31–54, Wien.

- WEBER, F. (1960): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 295–352, 3 Taf. (Taf 1: Geolog. Karte der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal 1:25.000), Wien.
- WEGERER, E. (1998): Bericht 1997 über stratigraphische und fazielle Untersuchungen am Dachsteinkalk südlich Ebensee auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **141**, 332, Wien.
- WEGERER, E. & GAWLICK, H.-J. (1998): Sedimentologische, stratigraphische und fazielle Untersuchungen des Dachsteinkalkes im Bereich der nördlichen Staufengebirgs-Decke bei Ebensee (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Erlanger Geol. Abh., Sdbd. **2**, 108–109, Erlangen.
- WEIDINGER, J. (1999): Wege in die Vorzeit des Salzkammergutes. – 2. Aufl., 200 S., Innsbruck (Edition Löwenzahn).
- WEIDINGER, J.T. (2001): Rund um den Traunsee. Vom Urknall zur Moderne. – 149 S., 157 Abb., Innsbruck – Bozen (Edition Löwenzahn).
- WEIDINGER, J.T. (Hrsg.). 2002. Geologisch-angewandt-interessant – Geoworkshop Stürzende Berge. – Gmundner Geo-Studien, **1**, 113p., Gmunden.
- WEIDINGER, J.T. (2003): Massenbewegungen und Gebirgsgefahen am Fuße der Traunstein-Nord- und Westwände, Gmunden, Oberösterreich. – Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes. Begleitband zur Tagung Erde-Mensch-Kultur-Umwelt 28.–31. August 2003, Gmunden, Österreich, 375–394, 20 Abb., Gmunden.
- WEIDINGER, J.T. (2004): ERKUDOK© Institut im Stadtmuseum Gmunden – Eine geowissenschaftliche Forschungsstätte im Salzkammergut. – Jb. Geol. B.-A., **144**, 141–153, 10 Abb., Wien.
- WEIDINGER J.T., LOBITZER H., SPITZBART, I. (Hrsg.) 2003.: Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 460p., Gmunden.
- WEIDINGER J.T. & SPITZBART I. (Hrsg.) 2005: Beiträge zur Geologie des Gmundner Bezirks – aus der Praxis der Geologen im Salzkammergut. – Gmundner Geo-Studien, **3**, 108p., Gmunden.
- WEINBERGER, L. (1955): Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel des Irrsee- und Attersee-Zweiges des Traungletschers. – Verh. Geol. B.A., D, 7–34, Wien.
- WICHE, K. (1949): Die Formenentwicklung des Höllengebirges. – Jb. oberösterreich. Musealverein, **94**, 213–233, 2 Abb., Linz.
- Wiener Weltausstellung (1873): Catalog der Ausstellung des k.k. Ackerbau-Ministeriums, der k.k. Staats-Salinen und der k.k. österr. Tabak-Regie. – S. 196, Wien (Verlag des k.k. Ackerbau-Ministeriums, Buchdruckerei von Carl Gerold's Sohn).
- WIMMER, H. (Red., 1993): Hydrogeologische Exkursion Höllengebirge. 19. Juni 1993. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., **14**, 57 S., Wien.
- WINKLER, K. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Quartär unter besonderer Berücksichtigung der Massenbewegungen im Gebiet des Attersee-Ostufers zwischen Kammer und Weyregg auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 457–458.
- WINKLER, K. (1996): Massenbewegungen am Attersee Ostufer zwischen Kammerl und Weyregg. Ursachen und Entwicklung in Abhängigkeit vom geologischen Aufbau und der Gletschergeschichte. – Unveröff. Diplomarbeit Form.- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 59 S., 64 Abb. 1 Karte.
- WOLF, H. (1877): Die geologischen Aufschlüsse längs der Salzkammergut-Bahn. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 252–263, Wien.
- ZAPPE, H. (1949): Eine rhätische Fauna aus dem Gebiete des Eibenberges bei Ebensee in Oberösterreich. – Jb. oberösterreich. Musealverein, **94**, 235–257, Linz.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V. (1982): Landslides and their control. – S. 324, Prag.
- ZISCHINSKI, U. (1969): Über Bergzerreißen und Talzuschub. – Geol. Rdsch., **58/3**, 974–983, Stuttgart.



Mindel



Riß



Würm



Moränenwall

Fließrichtung
des Eisstromes



Gletschernährgebiet

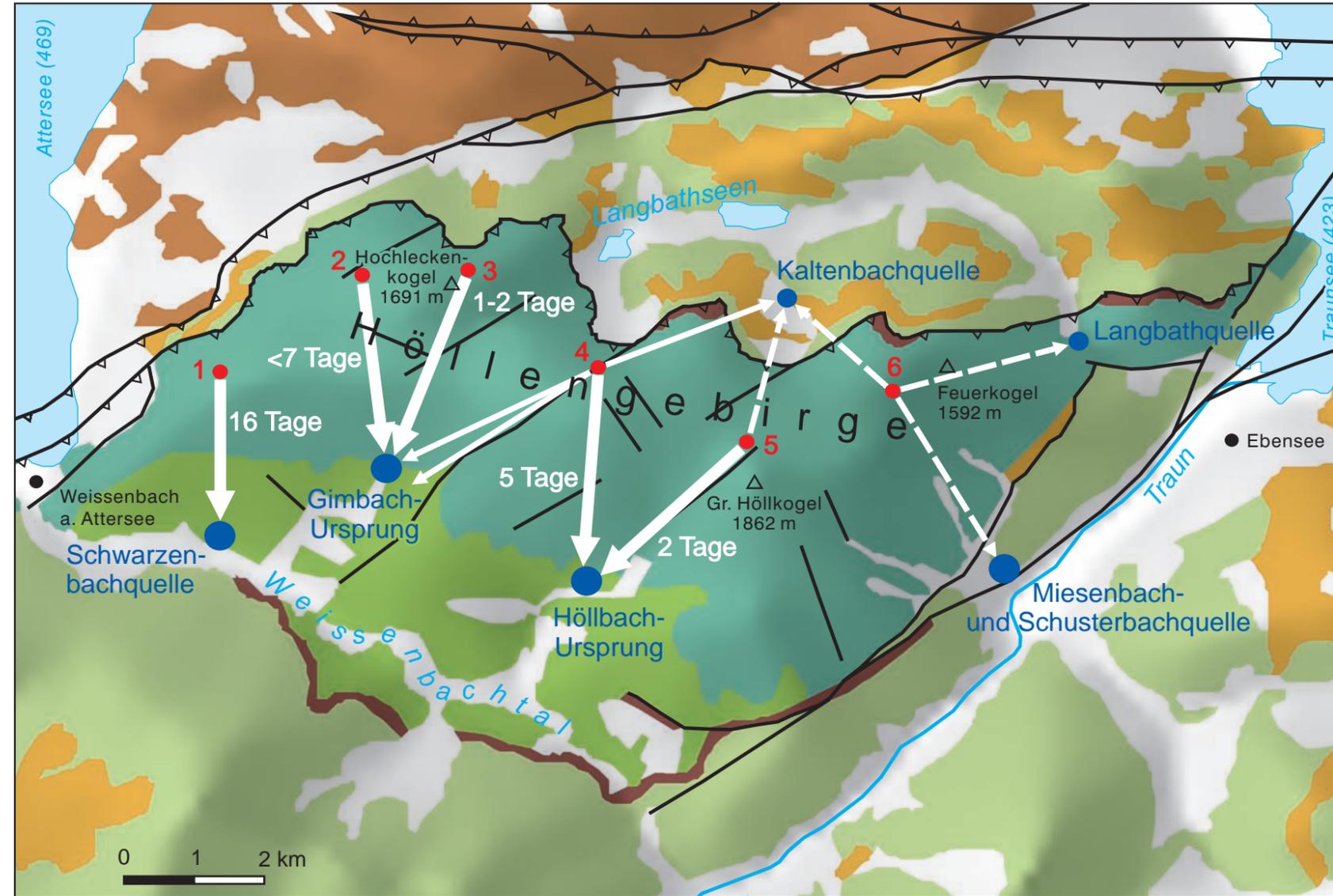
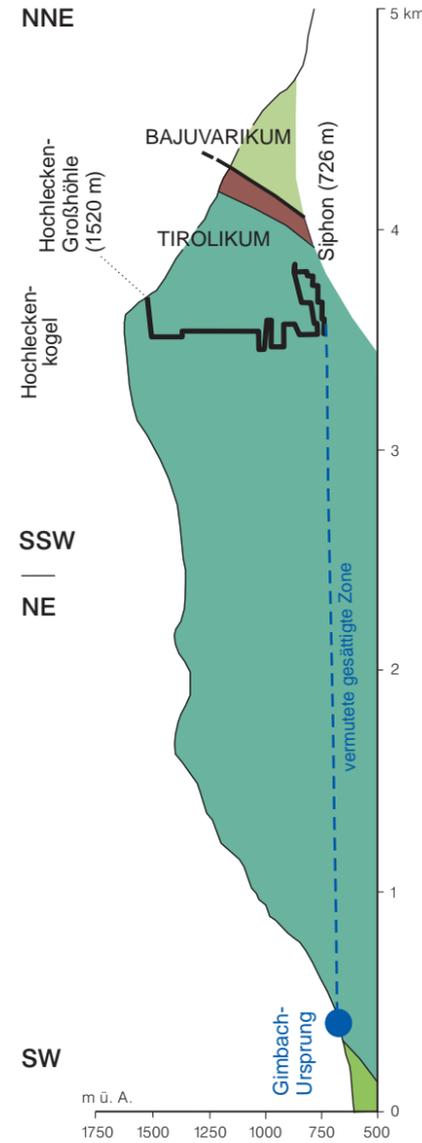


Hydrogeologische Übersichtskarte des Höllengebirges

Zusammengestellt von Gerhard Schubert nach BENISCHKE & ZOJER 1988 (Markierungsversuche) sowie EGGER 1996, KRENMAYR & SCHNABEL 2006, PLÖCHINGER 1982, SCHÄFFER 1982 und VAN HUSEN 1989 (Geologie)

Hydrogeologischer Schnitt

nach Benischke & Zojer (1988). Das Einfallen der von wasserstauenden Sedimenten begleiteten Deckengrenze Tirolikum-Bajuvarikum weist auf eine unterirdische Entwässerung in Richtung Süden hin. Die Lage des am tiefsten Punkt der Hochlecken-Großhöhle befindlichen Siphons lässt auf ein geringes Gefälle der Abflussbahnen zu den im Süden liegenden Quellen schließen.



JUNGE BEDECKUNG

	Quartär: Kies, Sand, Schluff, Moräne	Porengrundwasserleiter und Stauer
--	---	-----------------------------------

FLYSCHZONE INKL. ULTRAHELVETIKUM

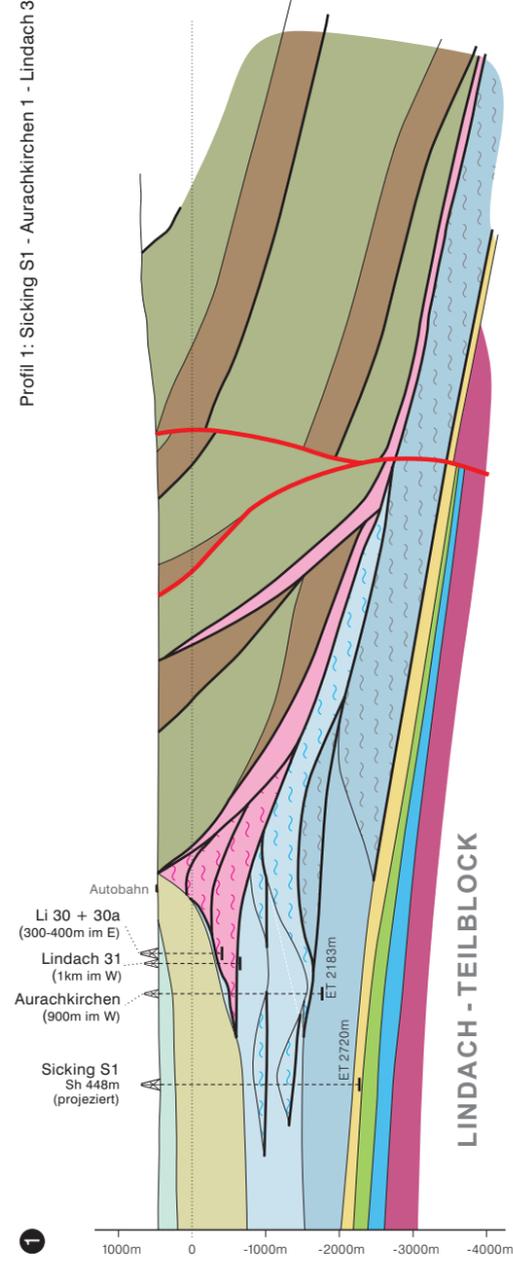
	Jura bis Paleozän: Mergel, Sandstein, Siltstein, Tonstein	Stauer
--	--	--------

NÖRDLICHE KALKALPEN

	Obertrias (Rhät) bis Oberkreide: Mergel, Kalk, Radiolarit, Sandstein, Konglomerat, Brekzie	Überwiegend Stauer, untergeordnet Kluft- und Karstgrundwasserleiter
	Obertrias (Nor): Dolomit und Kalk	Kluft- und Karstgrundwasserleiter
	Obertrias (spätes Karn): Sandstein, Tonstein, Mergel, Kalk	Stauer
	Mittel- bis Obertrias (Anis bis frühes Karn): Dolomit	Überwiegend Kluftgrundwasserleiter
	Mittel- bis Obertrias (Anis bis frühes Karn): Kalk	Überwiegend Karstgrundwasserleiter

ERGEBNIS DER MARKIERUNGSVERSUCHE

- Quelle mit mittlerer Schüttung 10 - 100 l/s
- Quelle mit mittlerer Schüttung > 100 l/s
- Einspeisepunkt
- Mehrmaliger Nachweis höherer Konzentrationen (in Klammer ist die Zeit zwischen Einspeisung und erstem Nachweis in der Quelle angegeben)
- Mehrmaliger Nachweis geringerer Konzentrationen
- Vereinzelte Nachweise geringerer Konzentrationen

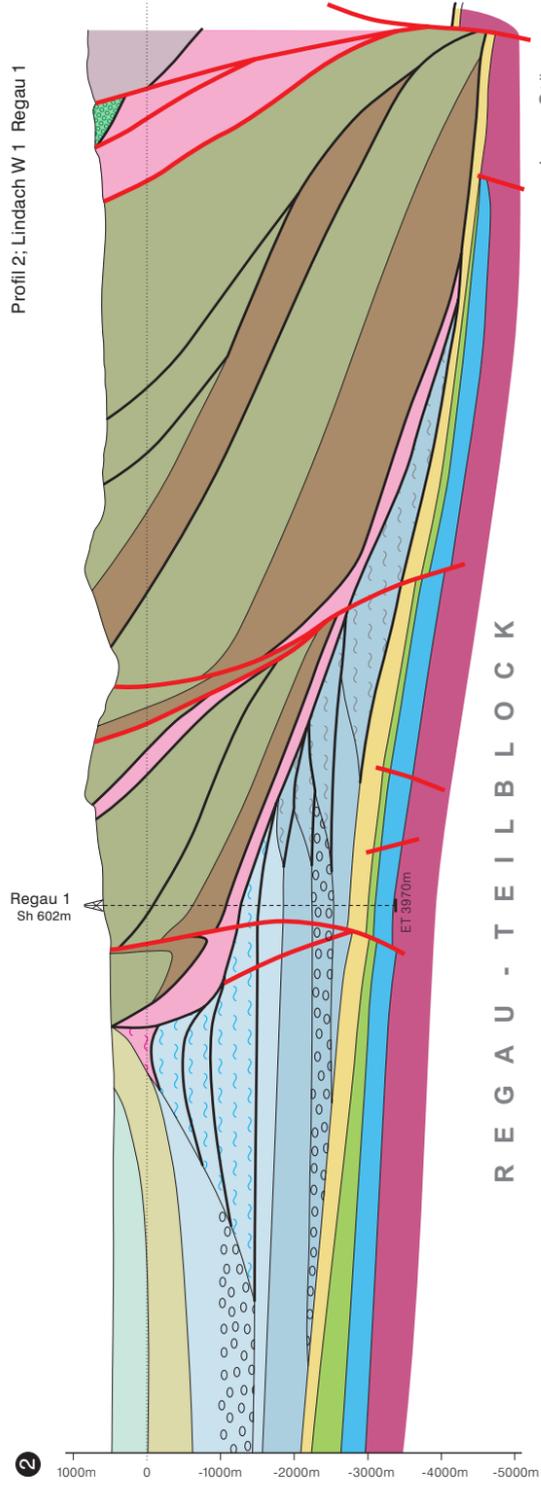


LINDACH - TEILBLOCK

LINDACH - TEILBLOCK OST

Der Profilschnitt verläuft über den Lindach-Ost-Teilblock und den Lindach-Teilblock.

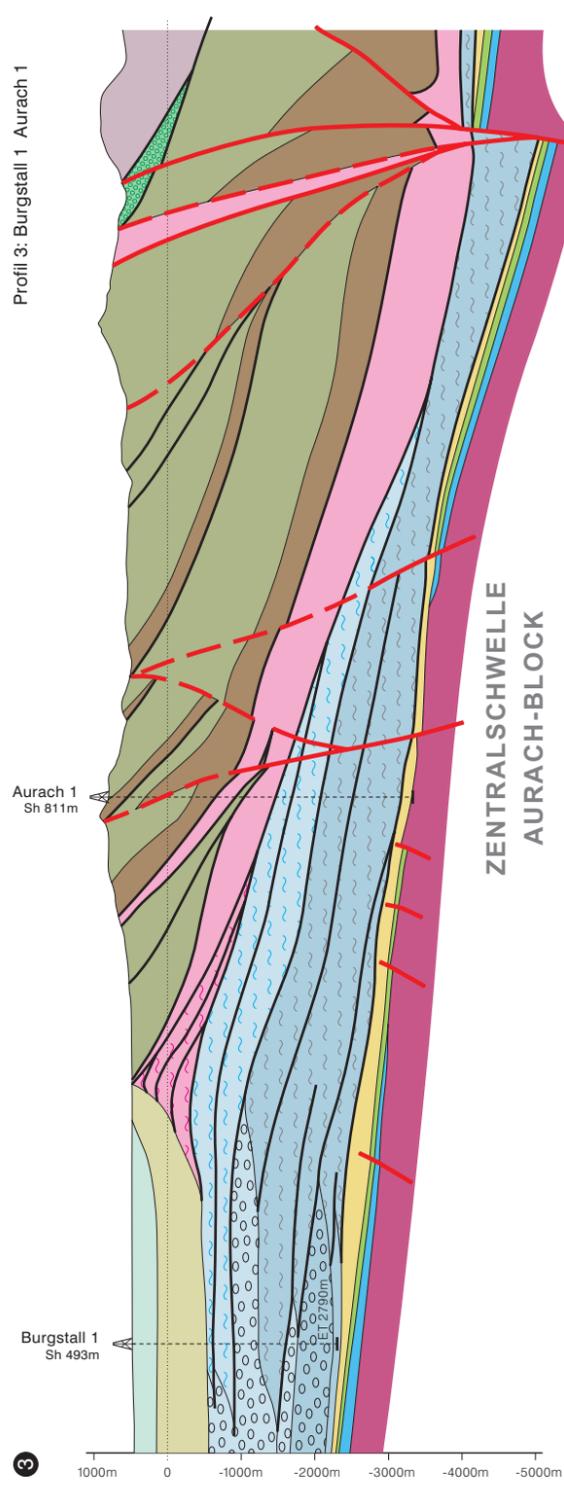
Die Grenze wird von einem zur Rodlirung parallelen Bruch gebildet. Auf dem Lindach-Ost-Teilblock wurde das Mesozoikum zur Gänze erodiert. Während im Süden die Molasseschuppen bis in das untere Kiscellium einschneiden, wurden in Sicking S 1 nur die nördlichen Reste der mittleren Molasseschuppen erbohrt. Durch die Lage des Profilschnittes bedingt, fehlen diese Schuppen in der Aurachkirchen 1. In den Bohrungen Aurachkirchen 1, Lindach 31 und Lindach 30/30a wurden die obersten Molasseschuppen aus Helvetikum-Oligolithen angetroffen. Das Aufbiegen der Hall-Formation über den Molasseschuppen vor der Flyschzone bildet die Fallenstruktur für das Erdgas im Feld Lindach-Süd.



REGAU - TEILBLOCK

Dieser Profilschnitt liegt auf dem Regau-Teilblock.

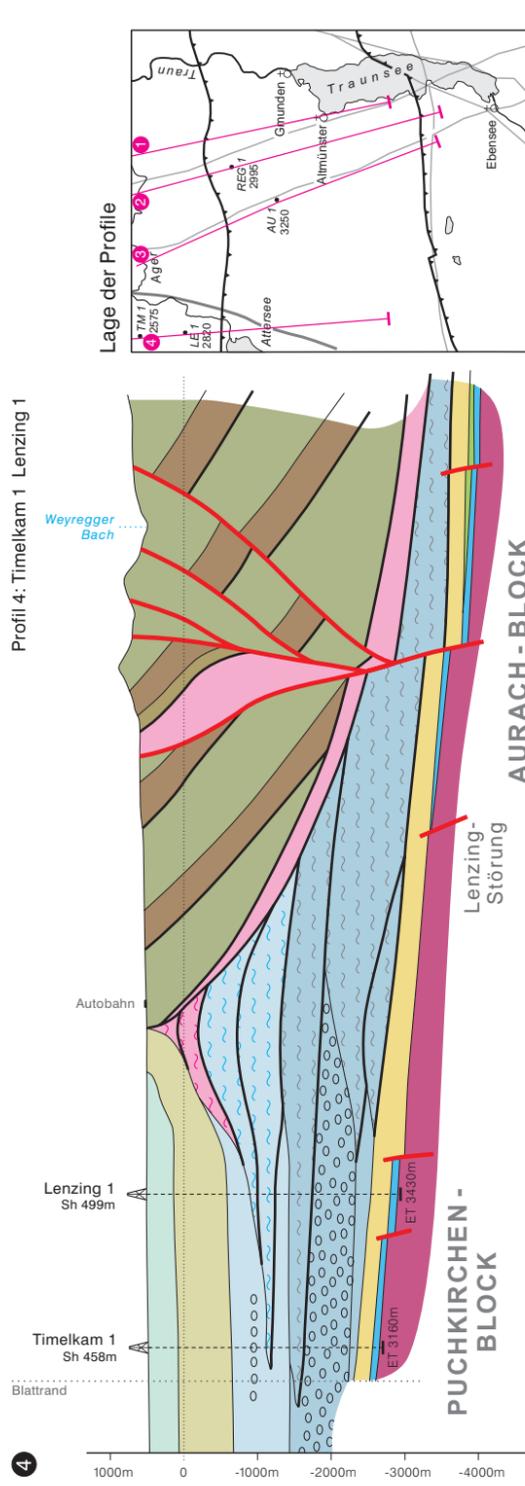
In der Bohrung Aurach 1 ist das Mesozoikum auf dem Rücken der Zentralen Schwelienze vollständig abgetragen. Die Sedimente des Eozän und des Kiscellium stammen aus einem relativ tiefen Ablagerungsraum. Die höheren tertiären Anteile sind durch die Molasseschuppen abgeseicht und ersetzt geworden. Über dem mächtigen Sedimentstapel aus Molasseschuppen liegt der Helvetikum Flysch Deckentkplex. Im Süden läßt sich die mächtige Störung aus der ISAM-Störungszone mit dem Erosionsrand der Nördlichen Kalkalpen verbinden.



ZENTRALSCHWELLE AURACH-BLOCK

Dieser Profilschnitt liegt im Aurach-Block.

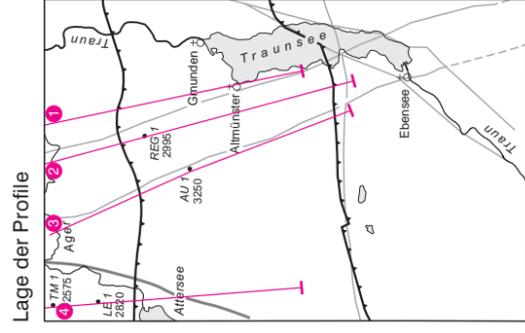
In der Bohrung Aurach 1 ist das Mesozoikum auf dem Rücken der Zentralen Schwelienze vollständig abgetragen. Die Sedimente des Eozän und des Kiscellium stammen aus einem relativ tiefen Ablagerungsraum. Die höheren tertiären Anteile sind durch die Molasseschuppen abgeseicht und ersetzt geworden. Über dem mächtigen Sedimentstapel aus Molasseschuppen liegt der Helvetikum Flysch Deckentkplex. Im Süden läßt sich die mächtige Störung aus der ISAM-Störungszone mit dem Erosionsrand der Nördlichen Kalkalpen verbinden.



PUCHKIRCHEN-BLOCK

AURACH-BLOCK

Die beiden Bohrungen Timelkam 1 und Lenzing 1 liegen auf dem Lenzing-Block, der im S durch die Lenzing Störung nach der Zentralen Schwelienze vom Aurach-Block getrennt wird. Über den mächtigen konglomeratreichen Sedimenten der Unteren Puchkirchen Formation wurden in den oberen Anteil der Unteren Puchkirchen-Formation und der Oberen Puchkirchen-Formation Molasseschuppen aus dem mittleren Bereich eingeschuppt.



Vorlandmolasse	
	Otnangium (Innviertel-Formation) und jüngere Formationen
	Eggenburgium (Hall-Formation)
	Oberes Egerium (Obere Puchkirchen-Formation), Grobklastika führend
	Unteres Egerium (Untere Puchkirchen-Formation), Grobklastika führend
	Kiscellium & Eozän
Schuppenmolasse	
	Olisthstrom aus helvetischen und ultrahelvetischen Gesteinen
	Autochthone Molasse + Untergrund (bis incl. oberes Egerium)
	Autochthone Molasse + Untergrund (bis incl. unteres Egerium)

Molasseuntergrund	
	Kreide
	Jura
	Kristallin der Böhmisches Masse
	Südhelvetikum und Ultrahelvetikum
	Buntmergelerde, Kressenberg-Formation, Stockletten
	Rhenodanubikum
	Altlingbach-Formation
	Perneck-Formation, Zementmergelerde
	Reiselsberg-Formation, Gaufflysch

Nördliche Kalkalpen	
	Losenstein-Formation
	Kalkalpen i.a.
	Störung
	Überschiebung
	Bohrung